

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ISSN 0038-5069

8/1987



Ежемесячный
научный журнал

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

СОВЕТСКАЯ 8 / 1987 ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал
Орган Министерства геологии СССР
Основан в 1933 году

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор В. М. ВОЛКОВ

Т. В. Билибина, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров,
Н. Н. Ведерников, Д. А. Венков, М. В. Голицын, И. С. Грам-
берг, М. Н. Денисов, А. Н. Еремеев, В. А. Ерхов,
А. И. Жамойда (зам. главного редактора), А. И. Зарицкий,
А. Н. Золотов, А. Б. Каждан, Е. А. Козлов, Н. Э. Краснова (отв.
секретарь), Л. И. Красный, А. И. Кривцов (зам. главного редак-
тора), А. И. Лисицын, Н. В. Межеловский, И. М. Мирчинк,
Б. Н. Можаяев, Д. И. Мусатов, С. С. Мухин (зам. главного ре-
дактора), В. Д. Наливкин, В. А. Нарсеев, В. А. Низьев,
Л. Н. Овчинников, В. Н. Полуэктов, Н. Н. Предтеченский,
Д. А. Родионов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, Л. Н. Смирнов,
В. С. Сурков, К. И. Сычев, М. А. Фаворская, А. С. Филько,
А. З. Юлдашев, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов, В. А. Ярмолюк



МОСКВА, «НЕДРА»

© Издательство «Недра»,
«Советская геология», 1987

РЕШЕНИЯ XXVII СЪЕЗДА КПСС — В ЖИЗНЬ
Ускорять и углублять перестройку, совершенствовать работу с кадрами . . . 3
МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ

Добрянский А. М., Добрянский Л. А.,
Ольховский Н. Я.
Опыт построения разветок рудных горизонтов Никитовского месторождения 7
Раабен В. Ф., Булатов Н. Н.
Связь некоторых показателей нефтегазоносности и ресурсов углеводородов в бассейнах . . . 13
ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Иванишин В. А., Курилюк Л. В.
Региональные геологические исследования в Днепровско-Донецкой впадине 16
Тимурзиев А. И.
Время формирования залежей нефти и газа на Мангышлаке . . . 22
РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Бгатов В. И., Краевский Б. Г., Матухин Р. Г., Матухина В. Г., Русанов Д. К., Суховерхова М. В.
Освоение фосфатной базы агропромышленного комплекса Сибири . . . 30
Кучеревский П. Г., Минькин К. М.
Геологические особенности золото-сульфидных месторождений в сланцевых комплексах . . . 36
Шпикерман В. И.
Доорогенные месторождения в мезозоидах Северо-Востока СССР . . . 43
СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Спижарский Т. Н.
Геологическое время и стратиграфическая классификация . . . 45
Бугрова Э. М.
Стратиграфия палеогена Марыйского района Туркмении . . . 53
РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Беккер Ю. Р.
Геологическая карта фундамента, довендского чехла и складчатого обрамления Русской платформы . . . 63
МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Андреев С. И., Куликов А. Н., Аникеева Л. И.
Скорости осадконакопления в районах конкрециообразования Тихого океана 71

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

Шулешко И. К., Кожевников В. Н., Чухонин А. П.
Ранний метаморфизм восточной части Балтийского щита (по геологическим и изотопным данным) . . . 78
Киселева О. В.
Расчленение соляно-мергельной толщи Верхнекамского месторождения в зонах гипергенеза . . . 87

ГЕОХИМИЯ

Брежнев В. Д., Бурков Ю. К.
Стратиграфия и геохимия кембрия Туркестанского хребта . . . 91

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Нарсеев В. А., Ревякин П. С., Арифюлов Ч. Х.
Зональность электрических свойств пиритов золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах . . . 103

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Дальян И. Б.
Подземные воды подсолевых нефтегазоносных комплексов восточной окраины Прикаспийской впадины . . . 109

ДИСКУССИИ. ОБСУЖДЕНИЯ

Судо М. М.
О несоответствии термина «экономика минерального сырья и геологоразведочных работ» понятию «экономика геологоразведочной отрасли» . . . 113

ХРОНИКА. ИНФОРМАЦИЯ

Воробьев В. И., Мигачев И. Ф.
Научные основы локального прогноза рудных месторождений: состояние и задачи развития . . . 117

Овчинников Л. Н., Чернышев Н. М.
Формационный анализ как основа крупномасштабного прогноза и поисков месторождений цветных, редких и благородных металлов . . . 119
Встреча с читателями . . . 121

80-летие Тихона Николаевича Спижарского . . . 122

РЕЦЕНЗИИ

Терентьев В. М., Бергер В. И., Москалева В. Н.
О «мантийной металлогении» . . . 123

Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор В. Ю. Любимова
Корректор В. А. Бобринская

Сдано в набор 22.06.87. Подписано в печать 20.07.87. Т-16701.
Формат 70×108¹/₁₆. Печать высокая. Усл. печ. л. 11,2.
Усл. кр.-отт. 11,55. Уч.-изд. л. 13,10. Тираж 2910 экз. Заказ № 301

Адрес редакции: 123812, Москва, Бол. Грузинская, 4/6
Телефон 254-29-56
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

УСКОРЯТЬ И УГЛУБЛЯТЬ ПЕРЕСТРОЙКУ, СОВЕРШЕНСТВОВАТЬ РАБОТУ С КАДРАМИ

На расширенном заседании коллегии Министерства геологии СССР рассмотрены задачи отрасли по ускорению и углублению перестройки, улучшению работы с кадрами в свете решений январского (1987 г.) Пленума ЦК КПСС.

В докладе министра геологии СССР Е. А. Козловского и в выступлениях дана оценка хода перестройки в организациях и на предприятиях Мингео СССР, реализации задач по укреплению и расширению минерально-сырьевой базы страны, определенных XXVII съездом КПСС. В ходе перестройки в отрасли произведены изменения в структурной и инвестиционной политике с целью концентрации сил и средств на приоритетных направлениях развития минерально-сырьевой базы. Ускоренными темпами осуществляются работы на нефть и газ, объем которых в двенадцатой пятилетке увеличен против выполненного в прошлой пятилетке в 1,7 раза, а в Тюменской области и в Прикаспии — вдвое. В районах действующих горнодобывающих предприятий угольной промышленности, черной и цветной металлургии сконцентрировано от 60 до 80 % объемов работ по поискам и разведке полезных ископаемых. Для важнейших районов совместно с добывающими министерствами разработаны комплексные программы, которые положены в основу планов поисков и разведки. Определены и реализуются меры по интенсификации геологоразведочного производства на основе ускорения научно-технического прогресса, технического перевооружения. Планом на двенадцатую пятилетку предусмотрено увеличить по сравнению с одиннадцатой пятилеткой в 1,5—2 раза объемы внедрения новой техники и прогрессивной технологии.

Большое значение имеет создание Межотраслевого научно-технического комплекса «Геос» — автоматизированной системы сбора и обработки информации, создание которой позволит коренным образом усовершенствовать технологию изучения недр, использование геологической информации, даст возможность более глубоко построить прогноз месторождений, оптимизировать процессы поисков и разведки месторождений.

Совершенствуются внешнеэкономические связи министерства. Создано Всесоюзное внешнеторговое производственное объединение по геологоразведочным работам за рубежом с правом непосредственного выполнения экспортно-импортных операций. Осуществлен ряд мер по совершенствованию системы подбора и расстановки кадров.

В трудовых коллективах идет поиск более совершенных форм организации производства. В новых условиях хозяйствования работают все промышленные предприятия, а в порядке эксперимента 16 геологических объединений и управлений. Все научно-исследовательские организации переведены на заказ-нарядную систему с планированием конечных результатов и стимулированием в зависимости от геологической и экономической эффективности выполненных исследований; внедрение научных разработок непосредственно включается в планы НИИ. Усилена социальная направленность плана: по всем источникам финансирования в двенадцатой пятилетке намечено ввести в эксплуатацию жилых домов общей площадью 3,6 млн. м², детских дошкольных учреждений на 28 тыс. мест, школ на 7,2 тыс. мест.

Первые итоги перестройки позволяют сделать вывод, что приведение в действие имеющихся резервов, принятые меры по улучшению организации работ, укреплению дисциплины начинают положительно сказываться на состоянии дел в отрасли. В минувшем году и с начала 1987 г. выполнены все задания по приросту запасов полезных ископаемых. Завершена разведка и в ГКЗ СССР утверждены запасы значительного количества месторождений полезных ископаемых, в том числе имеющих важное народнохозяйственное значение. За четыре месяца текущего года объем геологоразведочных работ по сравнению с соответствующим периодом 1986 г. возрос почти на 4 %, а на нефть и газ — около 6 %, проходка в глубоком бурении увеличилась на 11 %, объем строительно-монтажных работ вырос на 11 %, в том числе жилищного строительства — на 9 %.

Однако критический анализ состояния дел в отрасли показывает, что во многих трудовых коллективах перестройка ведется еще недостаточно глубоко. Вопросы ускоренного развития минерально-сырьевой базы в ряде важнейших нефтегазоносных и рудных районов, повышения эффективности и качества подготовки к освоению запасов полезных ископаемых, технического перевооружения, перехода на новые методы хозяйствования и управления, социального развития коллективов решаются очень медленно.

Длительное время с низкой эффективностью проводятся работы на нефть и газ на перспективных площадях Саратовской и Гурьевской областей, Белоруссии, Таджикистана. Медленно развиваются геологоразведочные работы в Прикаспийской и Тимано-Печорской провинциях. Немало нареканий на качество подготовки геофизическими методами к глубокому бурению объектов, перспективных на нефть и газ, особенно в Восточной Сибири. Снижается качество проводки, опробования и испытания глубоких скважин, допускаются завышенные интервалы исследований скважин геофизическими методами, недостаточен выход керна по продуктивным интервалам, отсутствует контроль за испытаниями, нарушается технология опробования продуктивных пластов. В результате этого свыше 15 % испытанных в последнее время объектов оказались «сухими» или не дали промышленных притоков углеводородов. Снижается количество продуктивных скважин при разведке нефтегазовых месторождений. Мингео Казахской ССР, имея благоприятные геологические перспективы на выявление месторождений и наращивание запасов нефти и газа, крайне медленно увеличивает объемы геологоразведочных работ в Прикаспийской впадине.

В работах на нефть и газ важнейшей задачей перестройки является повышение роли и ответственности производственных и научно-исследовательских организаций за научное обоснование направления поисковых и разведочных работ, внедрение зонального и локального прогноза, оптимальное размещение скважин. Внедрение заказ-нарядной системы должно обеспечить повышение ответственности руководителей производственных и научно-исследовательских организаций за конечные результаты их деятельности.

Важное место в перестройке отрасли занимают вопросы повышения эффективности и качества подготовки к промышленному освоению запасов месторождений твердых полезных ископаемых. Осуществлены меры по концентрации работ на наиболее важные и дефицитные виды полезных ископаемых, что дало уже существенные положительные результаты. В ряде горнорудных районов и угленосных бассейнов подготовлены к промышленному освоению месторождения большого народнохозяйственного значения. В их числе полиметаллические — на Рудном Алтае, меди — на Урале, железных руд — в районе КМА, фосфоритов — в Казахстане, апатитов — в Якутии и др.

Однако в некоторых районах геологоразведочные работы многие годы проводятся с низкой эффективностью: на медь, свинец, цинк в закавказских республиках, на никель — в Норильском районе и на Кольском полуострове, на олово — в Узбекистане и Таджикистане, на фосфориты — в Сибири и на Дальнем Востоке. Требуется коренного улучшения положение дел с поисками и разведкой россыпных месторождений, с их технической оснащенностью.

В последние годы начала снижаться эффективность работ на уголь в Печорском и Южно-Якутском бассейнах из-за недостаточно обоснованного выбора их направлений. Институт ВНИГРИ уголь не оказывает должного влияния на повышение качества и эффективности работ на твердые горючие полезные ископаемые. Серьезные недостатки имеются в прогнозировании и разведке запасов термальных вод; недопустимо затянулась разведка Мутновского месторождения парогидротерм.

Важным направлением в ускорении подготовки минерально-сырьевой базы страны является совершенствование геолого-экономической оценки месторождений. Вместе с тем в ряде случаев не обеспечивается высокое качество разрабатываемых ТЭО и ТЭДов кондиций. В 1986 г. ГКЗ СССР не были утверждены 5 из 54 рассмотренных ТЭО постоянных кондиций из-за низкого качества представленных материалов. В 1987 г. возвращены на доработку ТЭО кондиций по месторождениям олова (ПГО «Севостгеология») и борно-калийных солей (ПГО «Запказгеология»), не утверждены отчеты с подсчетом запасов по месторождениям полиметаллических руд (ПГО «Зап-сибгеология») и редких металлов (ПГО «Востказгеология»).

Не отвечает современным требованиям уровень проектирования геологоразведочных работ. Рассмотрение проектно-сметной документации в отраслевых управлениях и в ЦМЭГЭИ нередко производится без глубокого анализа, а в ряде случаев формально, что служит одной из причин составления многочисленных дополнений к проектам. В условиях, когда отрасль переходит на новые условия хозяйствования, совершенствование проектно-сметного дела становится особенно неотложной задачей.

Одним из важных резервов ускоренного развития минерально-сырьевой базы является повышение эффективности и качества крупномасштабного геологического картирования и проводимых совместно с ним общих поисков. Необходимо в ближайшее время тщательно изучить состояние дел с крупномасштабными съемками и общими поисками в различных геологических регионах и организациях и разработать меры их кардинального улучшения.

Управление внешних сношений, объединение «Зарубежгеология», институт «ВНИИзарубежгеология» медленно перестраиваются в области совершенствования технического содействия проведению работ в зарубежных странах.

Министерством осуществлены меры по совершенствованию управления отраслевой наукой. Улучшено долгосрочное планирование НИР и ОКР на основе Отраслевой научно-технической программы, в которой затраты на реализацию общесоюзных и межотраслевых программ превышают 68 %; завершается перестройка внутренней структуры НИИ и приведение ее в соответствие с заданиями отраслевой программы. Вместе с тем вопросы перестройки работы научно-исследовательских организаций решаются медленно как руководителями институтов и КБ, так и аппаратом министерства. Переход на хозрасчет не решит автоматически всех проблем приближения науки к производству, повышения ее отдачи. Нужны коренные изменения в психологии и мышлении ученых и руководителей всех рангов.

Научно-исследовательские институты по-прежнему недостаточно уделяют внимание работам по локальному прогнозу и не несут ответственности за качество выдаваемых рекомендаций и прогнозную оценку площадей. Длительное время разрабатываются методы картирования сложнопостроенных нефтегазоносных структур в Восточной Сибири и Прикаспийской низменности. Не дали практических результатов разработки по прямым поискам нефти и газа. Медленными темпами внедряются комплексные геофизические исследования скважин на нефть и газ с применением цифровых каротажных станций и обработкой информации на ЭВМ.

Научно-производственным объединениям и институтам нефтегазового профиля — «Нефтегеофизика», «Союзпромгеофизика», «Сибгео», ВНИГНИ, ВНИГРИ, ЗапСибНИГНИ, ЗапСибНИИгеофизика, КазНИГРИ и другим необходимо повысить эффективность научных исследований, достоверность прогнозов нефтегазоносных структур и месторождений, особенно в перспективных районах сложного строения.

Научно-исследовательские и конструкторские организации недостаточно занимаются разработкой новых технических средств и прогрессивных технологий, в 1,5—2 раза повышающих производительность труда по сравнению с заменяемой техникой и технологией. Сроки создания новой техники все еще составляют 3—5 лет и более.

В ряде ведущих НИИ и КБ слаба экспериментальная база, недостает испытательных полигонов и стендов для отработки узлов на надежность (ВНИИгеофизика, ВНИГИК, ВСЕГИНГЕО). В НИИ и КБ не получили развития новые организационные формы труда для разработчиков — бригадный подряд, временные творческие коллективы, молодежные коллективы, слабо внедряется опыт научно-исследовательских и конструкторских организаций г. Ленинграда.

Наличие указанных серьезных недочетов показывает, что Управление научно-исследовательских организаций, Техническое управление, Управление геофизических работ еще не в должной мере организуют работу НИИ и КБ отрасли по внедрению достижений научно-технического прогресса в геологоразведочное производство, созданию высокопроизводительных перспективных технических средств и технологий, развитию экспериментальных баз с учетом возросших требований.

Одной из важнейших задач отрасли в области ускорения научно-технического прогресса является обеспечение успешного функционирования МНТК «ГЕОС». На недавно прошедшем партийно-хозяйственном активе МНТК кандидат в члены Политбюро ЦК КПСС, секретарь ЦК КПСС В. И. Долгих высказал ряд серьезных замечаний

по организации и работе этого комплекса. Устранение имеющихся недостатков, активизация деятельности МНТК — неотложная задача его коллектива.

В докладе и выступлениях на заседании коллегии отмечены серьезные упущения в проведении горных и буровых работ, в нормировании и учете расхода материально-технических средств, в перестройке работы промышленных предприятий отрасли.

Не произошло коренного перелома в капитальном строительстве. Мингео Узбекской ССР, Мингео Украинской ССР, Управление геологии Туркменской ССР, Управление геологии Молдавской ССР, объединение «Союзгеотехника» систематически не выполняют планы строительства. Руководители организаций и предприятий отрасли недооценивают значимость решения социальных вопросов, развития материальной базы социально-культурной сферы. Неудовлетворительно поставлена работа по созданию жилищно-строительных кооперативов, в том числе молодежных.

Как подчеркивалось на январском (1987 г.) Пленуме ЦК КПСС, успех перестройки в решающей мере зависит от того, насколько быстро и глубоко наши кадры воспримут необходимость перемен, насколько творчески и целеустремленно будут проводить в жизнь линию партии. Сейчас, как никогда, приобретают особую ценность такие качества кадров, как способность взвешенно анализировать любые, самые сложные ситуации, не страшиться новизны решений, не впадать в растерянность, уметь даже из негативного опыта извлекать положительные уроки.

За последние годы руководство ряда производственных и научно-исследовательских организаций укреплено высококвалифицированными специалистами, умелыми организаторами, обновлена часть ответственных работников центрального аппарата Мингео СССР, министерств и управлений геологии союзных республик. Начато внедрение в практику демократических принципов подбора руководящих кадров. После январского (1987 г.) Пленума ЦК партии на собраниях трудовых коллективов избрано более 230 руководителей.

Вместе с тем назревшие кадровые вопросы не всегда решаются своевременно. Мало выдвигается на ответственную работу молодых перспективных специалистов. Многие руководители министерств и управлений геологии союзных республик, объединений, предприятий и организаций, кадровые службы еще не отрешились от изживших себя традиций, допускают серьезные упущения в подборе, расстановке и воспитании кадров. В некоторых организациях не создано надежного резерва на выдвижение.

Коренного улучшения требует система повышения квалификации руководящих и инженерно-технических работников, обучения экономическим методам хозяйствования. Медленно улучшаются стиль и методы работы аппаратов управления, не изжиты элементы бюрократизма и бумаготворчества, невнимательного отношения к письмам и обращениям трудящихся.

Коллегия Мингео СССР обязала министров и начальников управлений геологии союзных республик, руководителей организаций союзного подчинения, подразделений центрального аппарата Мингео СССР осуществить комплекс мер, направленных на углубление перестройки и улучшение работы с кадрами. Предложено провести дополнительные меры по повышению эффективности и качества геологоразведочных работ, интенсификации геологоразведочного производства на базе ускорения научно-технического прогресса, по совершенствованию геологических прогнозов, особенно локальных, внедрению в практику работ высокоэффективных методик и аппаратуры.

Необходимо улучшить использование производственного потенциала, обеспечить повышение технико-экономических показателей на буровых и горных работах за счет более эффективного использования новых технических средств и технологий, опыта передовых бригад и коллективов, совершенствования организации работ.

Следует обеспечить ускорение перехода от административных к экономическим методам хозяйствования, повышение самостоятельности и ответственности подведомственных организаций и предприятий за результаты хозяйственной деятельности. Нужно активно проводить подготовку к переходу на полный хозяйственный расчет и новые условия оплаты труда, обратив особое внимание на необходимость глубокого знания нового хозяйственного механизма руководителями всех уровней.

Необходимо осуществлять практические меры по усилению режима экономии, ресурсосбережению, соблюдению норм расхода материально-технических ресурсов, выполнению заданий по их экономии.

Важнейшей политической задачей является ускоренное решение социальных проблем трудовых коллективов, безусловное освоение капитальных вложений, выделяемых на строительство жилья, детских дошкольных учреждений, объектов здравоохранения и культурно-бытового назначения, и ввод этих объектов в действие в установленные сроки.

Необходимо всемерно развивать демократию на производстве с тем, чтобы каждый трудящийся чувствовал себя на деле хозяином своего предприятия. Надо полнее использовать возможности демократизации управления экономикой геологоразведочных работ. Развивать гласность, критику и самокритику как эффективные формы социалистической демократии.

В соответствии с постановлением ЦК КПСС «О движении за коллективную гарантию трудовой и общественной дисциплины» следует организовать принятие коллективами бригад, партий, экспедиций обязательств по коллективной гарантии трудовой, технологической и общественной дисциплины, высокому качеству работ и выпускаемой продукции, созданию наилучших условий труда, быта и отдыха.

Нужно совершенствовать работу с кадрами, сделать ее более активной и целеустремленной, действительно связанной с ключевыми направлениями развития геологоразведочных работ, решением задач расширения и укрепления минерально-сырьевой базы страны. Необходимо повсеместно создавать обстановку взаимной требовательности, твердой дисциплины и организованности, решительно пресекать проявления расхлябанности.

Организации и предприятия отрасли должны принять исчерпывающие меры, обеспечивающие безусловное выполнение плановых заданий и принятых трудовыми коллективами социалистических обязательств на 1987 год с тем, чтобы достойно встретить 70-летие Великой Октябрьской социалистической революции.



МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ

УДК 550.8.012 : 553.499(477.61/.62)

А. М. ДОБРЯНСКИЙ (Всесоюз. науч.-исслед. ин-т маркшейдерских исследований),
Л. А. ДОБРЯНСКИЙ (ИГН АН УССР), Н. Я. ОЛЬХОВСКИЙ
(ПГО «Донбассгеология»)

Опыт построения разверток рудных горизонтов Никитовского месторождения

Для изучения особенностей размещения рудных залежей важным является правильное изображение на графике их объемной формы. В геологоразведочной практике для этого используются вертикальные и горизонтальные сечения залежи, ее проекции на вертикальную и горизонтальную плоскости, гипсометрические карты поверхности рудных тел и другие виды графического построения исследуемого объекта. Проблема геометризации залежей полезных ископаемых посвящены многочисленные работы [1]; ведутся поиски новых методов [10].

Авторами статьи предложен новый тип проекции — развертка рудоносных

горизонтов на плоскости, с помощью которого с наименьшими искажениями изображается форма залежей, локализованных в своде и крыльях антиклинальной складки. На примере рудных месторождений Никитовского рудного поля показана эффективность этого способа, позволяющего объективно оценивать каждый из известных рудоконтролирующих структурных факторов.

Схематическая развертка представляет собой как бы выровненный, развернутый до горизонтального положения пласт песчаника (рис. 1). Для ее построения в качестве опорной поверхности выбирается кровля или подош-

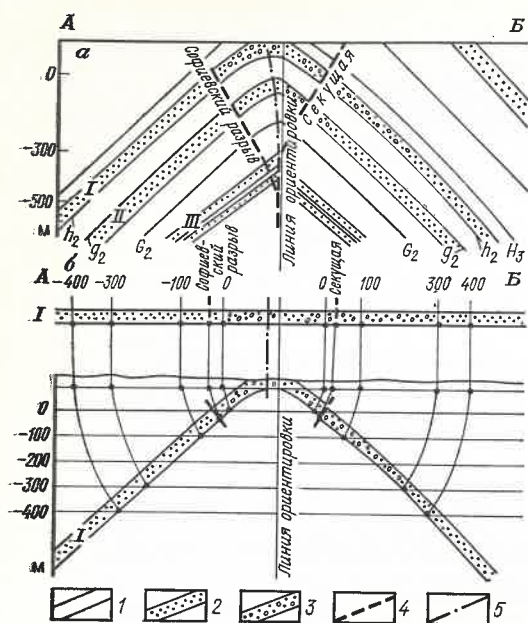


Рис. 1. Принцип построения разверток

а — геологический разрез по линии А—Б; б — схема построения развертки софиевских песчаников; I — маркирующие горизонты каменноугольной толщи (заглавными буквами обозначены известняки, строчными — угли); 2 — песчаники (I — софиевские, II — чегарникские, III — бормутские); 3 — рудные залежи; 4 — разрывные нарушения; 5 — ось складки

ва данного пласта. На поперечном разрезе через складку (см. рис. 1, б) на эту поверхность проецируется контур рудных залежей. Кроме того на ней отмечаются положение разрывных нарушений и точки пересечения с соответствующими абсолютными отметками. На разрезе также показываются положение оси складки и линия ориентировки (привязки) — след условно выбранной вертикальной плоскости, которая примерно параллельна оси складки и служит для привязки точек развертки по каждому из разрезов. Затем опорная поверхность разворачивается в горизонтальную плоскость и все ее элементы (контуры рудных тел, положение разрывных нарушений, шарниры складки, отметки изогипс) принимают такое же положение. Развертывание выполняется от оси антиклинали. При этом расстояние между линией ориентировки и осью складки остается постоянным. При таком способе оси складок в плане по всем рудным горизонтам сохраняют истинное положение относительно плоскости привязки.

Таким образом, на полученной развертке с минимальными искажениями показаны все структурные элементы: ось складки, разрывы, рудные тела, также направление и крутизна крыльев складки, обозначенные изогипсами. Некоторые искажения возможны за счет ундуляции оси складки и непараллельности разведочных профилей. Однако размеры рудных тел определяются довольно точно. По простиранию они откладываются без изменения, а по падению могут быть установлены по изогипсам. Приуроченность залежей к тем или иным структурным элементам складок или разрывам на развертках проявляется однозначно и наглядно. Если планы рудоносных горизонтов и поперечные разрезы дают представление лишь о раздельных сечениях рудных тел, то развертки передают практически истинную форму.

Цель построения разверток рудоносных горизонтов — получение наглядного и объективного представления структурной приуроченности рудных залежей. Основными структурами Никитовского рудного поля являются Горловская антиклиналь, разрывы типа Секущая и вторичные наложенные поднятия — купола в своде антиклинали. Нами были выполнены схематические развертки трех рудоносных горизонтов — софиевского, чегарникского и бормутского по 100 и более поперечным разрезам и погоризонтным планам.

Промышленные скопления в пределах Никитовского рудного поля [2, 6] как правило, приурочены к рудоносным горизонтам — мощным пластам софиевских, чегарникских, бормутских и отчасти чернобугорских песчаников. Рудовмещающая толща смята в линейную антиклинальную складку — Горловскую антиклиналь, которая входит в систему складок Главной антиклинали Донецкого кряжа, ориентированную в западно-северо-западном направлении. Рудные залежи сосредоточены в присводовой части складки. Замковая часть антиклинали имеет преимущественно коробчатое строение (см. рис. 1, а), пологий свод как бы выжат вверх по разрывам типа Секущая. Приуроченность оруденения присводовой части антиклинали не вы-

зывает сомнения у исследователей. Однако четкого следования рудных тел за замковой частью складки не наблюдается (рис. 2, 3, 4), т. е. более важными являются другие элементы складки.

Много споров существовало по поводу роли разрыва Секущая и куполов в процессе рудонакопления. Одни исследователи считали его дорудным разрывом, служившим рудопроводящим каналом [6]. Другие, учитывая, что сама зона Секущая, особенно в софиевском рудном горизонте, не содержит промышленных залежей, пришли к выводу, что разлом Секущая пострудный [7] и никакого отношения к оруденению не имеет, а главными рудоконтролирующими структурами являются купола (Черный бугор, Черный курган, Катушка, Софиевский, полукупол Новый). По нашему мнению, купола несомненно оказывали влияние на рудонакопление, однако их роль все же второстепенна. Приуроченность залежей к куполам Катушка, Софиевский, Новый наиболее отчетливо прослеживается в самой верхней, близко расположенной к поверхности Софиевской рудной зоне (см. рис. 2). Здесь купольные поднятия морфологически выражены наиболее ярко, образуют замкнутые структуры, развернутые относительно оси Горловской антиклинали на 30—40°. На северном и южном крыльях антиклинали купола также проявляются в изгибе простирания изогипс и сместителя разрыва Секущая.

Для более глубокой Чегарникской рудной зоны (см. рис. 3) характерна меньшая морфологическая выраженность куполов и связанного с ними оруденения. Здесь, по сути, сохранил форму лишь Софиевский купол. Залежки в южной части свода антиклинали вблизи разрывов Софиевский и Новый отсутствуют.

В самом глубоком, бормутском рудном горизонте (см. рис. 4) купола полностью отсутствуют. Ось Софиевского купола по кровле бормутских песчаников практически совпадает с осью Горловской антиклинали и довольно близка к прямой линии. Контур изогипс не замыкается, т. е. морфологически купол как таковой не проявлен. Рудные залежки бормутского

горизонта не связаны с куполом, а скорее контролируются апикальной частью антиклинали, осложненной разрывом Секущая.

Для куполов характерны рудные тела в виде жил со штучными рудами, а также в значительной степени бедные трещинные руды [9]. Рудные залежки пластового типа, залегающие выше разлома Секущая, развиты как в пределах куполов, так и в межкупольных интервалах, причем в последнем случае оруденение менее интенсивное.

Таким образом, графический материал наглядно показывает, что рудоконтролирующая роль куполов не абсолютна и имеет второстепенное значение. Более важной рудоконтролирующей структурой является разрыв Секущая, непрерывно и достоверно прослеженный в северной части свода Горловской антиклинали практически по всему рудному полю. Именно с этой структурой свода антиклинали непосредственно связано большинство промышленных рудных залежей. Разрыв Секущая и приуроченность к нему ртутных залежей отмечались первыми исследователями Никитовского месторождения [6]. Позднее разрывы подобного типа (Софиевский, Новый, Новозаводской) обнаружены и на южном крыле антиклинали. Пологий свод антиклинали как бы выжат вверх по падающим навстречу друг другу разрывам. К разрывам типа Секущая — Софиевскому и Новому — приурочены залежки промышленных руд.

Подавляющая часть промышленных рудных тел расположена севернее разрыва Секущая и простирается по пласту софиевских песчаников иногда почти до 500 м (см. рис. 2). Залежки в более глубоком чегарникском рудном горизонте (см. рис. 3) находятся ближе к замковой части складки, а в бормутском горизонте (см. рис. 4) локализованы непосредственно в замке антиклинали. Разрыв Секущая в бормутском рудном горизонте совпадает с замком складки.

Значительная протяженность рудных тел по падению пластов песчаников позволила предполагать, что рудные залежки могут встречаться на различном расстоянии от оси антиклинали на пересечении мощных пластов

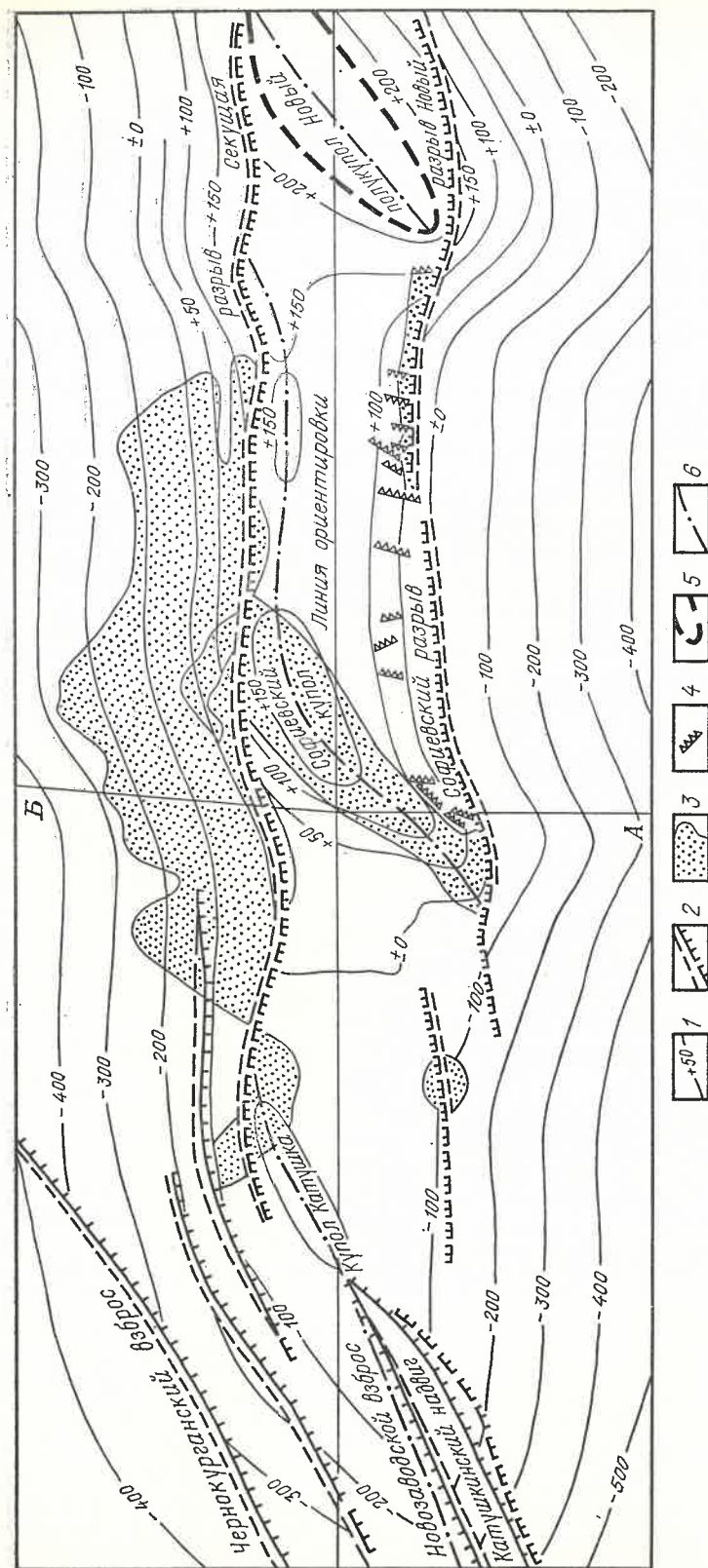


Рис. 2. Развертка софиевского рудоносного песчаника

1 — изогипсы подошвы песчаника, м; 2 — разрывные нарушения, в том числе с указанием направления падения сместителя; 3 — рудные залежи; 4 — руд-
ные жилы; 5 — контур выхода песчаника на дневную поверхность; 6 — оси
складчатых структур

есчаников с обычными надвигами, а не только с разломами типа Секущая [5]. Таким образом, многочисленные надвиги, секущие северное и южное рывля Горловской антиклинали, в частности Железнянский [5], на перечислении с мощными пластами песчаников могут быть перспективными на поиски ртутных залежей. Такая точка зрения не учитывает особенностей процесса рудонакопления [4]. Обычные надвиги принципиально отличаются от разломов типа Секущая по морфологии, скважности и мощности зоны раздробления. Они не могут служить областями разгрузки для рудоносных растворов, а скорее являются препятствием на пути движения гидротерм. Только разломы типа Секущая на пересечении с мощными легкопроницаемыми пластами песчаников (рудоподводящие каналы, по И. Л. Никольскому [7]) перспективны на ртутное рудонакопление.

В связи с изложенным было бы неверно называть разрыв Секущая надвигом [2], поскольку это приравнивало бы все без исключения надвиги рудного поля к рудоконтролирующим структурам. Это не согласуется с фактическим материалом, хотя и расширяет площади для поисковых работ на ртуть. Так, известно, что типичные надвиги в своде Горловской антиклинали, развитые на Кировском участке рудного поля [2] в зонах пересечения с мощными песчаниками, совершенно безрудны. По мнению авторов, разлом Секущая — структура дорудная, но рудоподводящим каналом она не являлась. Рудоподводящими каналами служили пласты песчаников, что убедительно показано в работах [7, 8]. Мощная зона брекчий разрыва Секущая, характеризующаяся высокой скважностью, вероятнее всего, служила резервуаром метеорных вод и имела с поверхностью непосредственную гидравлическую связь. В песчаниках вблизи разрыва Секущая возникла стабильный физико-химический экран [3]. Рудоносные растворы, поднимавшиеся вверх по пласту песчаников,

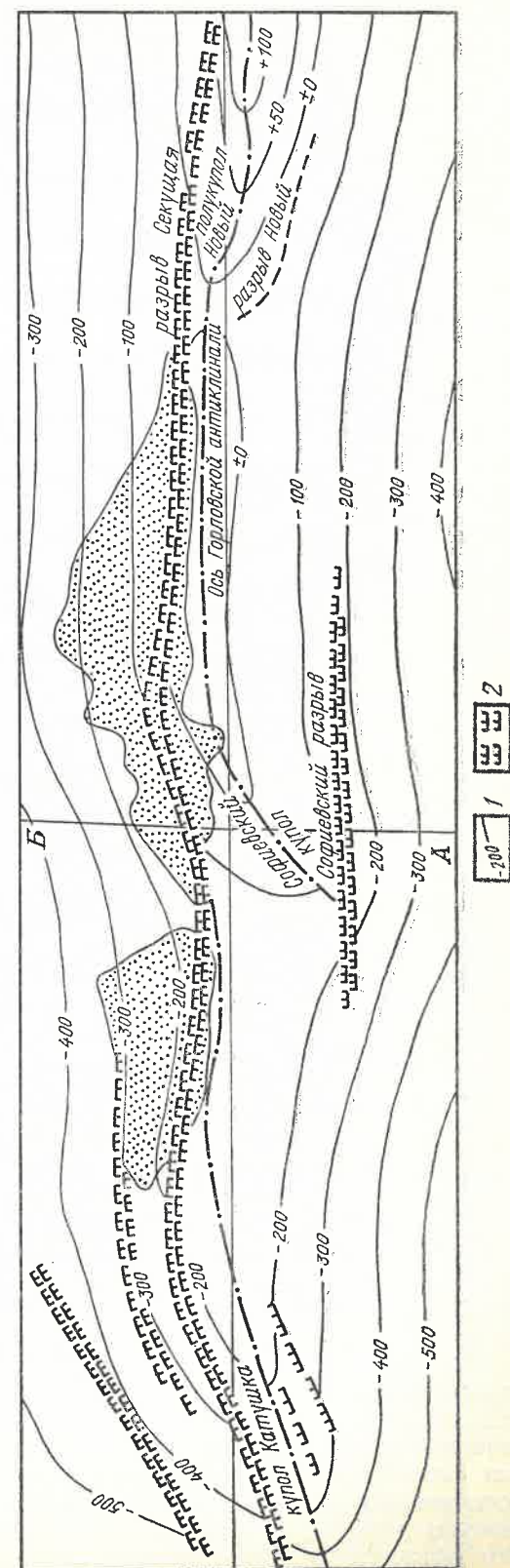


Рис. 3. Развертка чегаринского рудоносного песчаника

1 — изогипсы кровли песчаника, м; 2 — разрывные нарушения; остальные усл. обозн. см. рис. 2

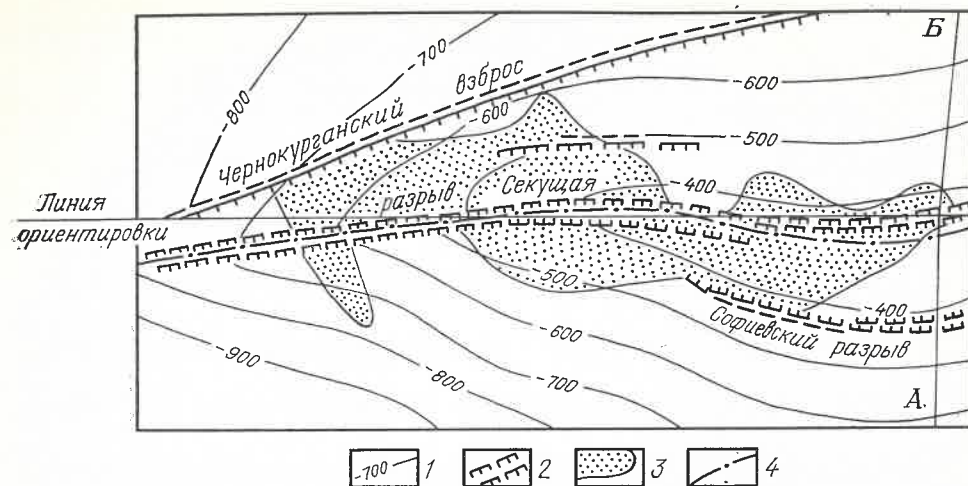


Рис. 4. Развертка бормутского рудоносного песчаника
1 — изогипсы кровли песчаника, м; 2 — разрывные нарушения; 3 — рудные залежи; 4 — ось антиклинали

смешивались с метеорными водами. При этом в рудоносных растворах резко нарушалось физико-химическое равновесие и осаждались киноварь и другие гидротермальные минералы. Стабильность физико-химического экрана способствовала образованию богатых рудных залежей за счет обедненных ртутью гидротермальных растворов.

Разрыв Секущая не является ни надвигом, ни сбросом, а представляет собой участок концентрации продольных трещин отрыва на резком перегибе свода антиклинальной складки, возникший в период формирования Горловской антиклинали. Позднее произошло смещение крыльев разлома, особенно заметное на участках куполов. В настоящее время разрыв Секущая представляет собой мощную (до 50 м) зону брекчий в системе параллельных, кулисообразно замещающих друг друга сближенных сколов, вытянутых параллельно своду антиклинали. В сланцах зона Секущая слабо проявлена, ее мощность составляет 0,5—1,5 м.

Зона Секущая на всех развертках строго параллельна оси антиклинали (см. рис. 2), в то время как на геологической карте [2] она удаляется от оси Горловской антиклинали по мере продвижения к северо-западу от Чегарского участка до купола Катушка. Это объясняется погружением анти-

клинали в северо-западном направлении. На большинстве разведочных профилей (см. рис. 1, а) разрез Секущая пересекает подошву софиевского рудного горизонта на расстоянии 200 м от оси, кровлю чегарникогорского рудного горизонта на расстоянии 100 м, а кровлю борных рудных залежей по оси Горловской антиклинали. На софиевском рудном горизонте к моменту воздымания куполов зона Секущая уже существовала и деформировалась совместно с вмещающими породами, слагающими купольные структуры.

Таким образом, развертки наглядно иллюстрируют тесную приуроченность большинства промышленных залежей к разлому Секущая на всех рудных горизонтах. Лишь небольшая часть залежей контролируется куполами на софиевском рудном горизонте. Отдельные рудные залежи приурочены к разломам типа Секущая (разрывы Новый и Софиевский) на южном крыле свода Горловской антиклинали. Следовательно, важнейшими рудоконтролирующими структурами Никитовского рудного поля являются разлом Секущая и разрывы, морфологически сходные с ним. Купола же, хотя и относятся к рудоконтролирующим структурам, играют второстепенную роль.

Предложенный способ проецирования рудных залежей позволяет уяснить и уточнить поперечные разведочные профили, выявить и устранить

маловероятные изменения углов залегания пород, несоответствия в амплитудах, пространственном положении и сочетании разрывных нарушений, с чем сталкиваются геологи при графических построениях. Кроме того развертки могут использоваться для подсчета запасов методом геологических блоков с привлечением математической статистики. При подсчете запасов руд, в частности на Никитовском рудном поле, для уточнения контуров рудных тел (приближения их конфигурации и размеров к истинным) развертки необходимо выполнять отдельно по различным структурным блокам: пологому своду антиклинали выше разрывов типа Секущая, северному и южному крыльям антиклинали. Моноклиналильные блоки, развернутые в горизонтальное положение, дадут истинное представление о рудных залежах.

Рудные залежи в блоке пологого свода антиклинали выше разрывов типа Секущая, северному и южному крыльям антиклинали. Моноклиналильные блоки, развернутые в горизонтальное положение, дадут истинное представление о рудных залежах.

УДК 553.981.2'982.2.078 : 551.24(100)

В. Ф. РААБЕН, Н. Н. БУЛАТОВ (ВНИИЗарубежгеология)

Связь некоторых показателей нефтегазоносности и ресурсов углеводородов в бассейнах

В крупных месторождениях нефти и газа часто сконцентрирована большая часть запасов углеводородов бассейна, хотя они составляют небольшой процент от общего количества скоплений. Мы сгруппировали нефтегазоносные бассейны в зависимости от количества крупных месторождений УВ с извлекаемыми запасами более 50 млн. т*. Исследовались хорошо разведанные НГБ, так как только в этом случае можно быть уверенным, что все или почти все крупные месторождения открыты. Хорошо изученные НГБ выделены С. Л. Фельдман (1982 г.), причем

* Здесь и далее запасы и ресурсы даны в нефтяном эквиваленте.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альбов М. Н., Быбочкин А. М. Рудничная геология. М.: Недра. 1973.
2. Геология ртутных месторождений и рудопроявлений Украины. Киев: Наук. думка, 1974.
3. Добрянский А. М. О роли физико-химического экрана в локализации ртути. — Докл. АН УССР, 1966, сер. Б, № 5, с. 647—649.
4. Добрянский А. М. Структуры, служившие физико-химическим экраном в период ртутного рудонакопления. — Докл. АН УССР, 1971, сер. Б, № 8, с. 678—680.
5. Заря В. Ф. Особенности структуры Никитовского рудного поля. — Геология рудных месторождений, 1979, № 2, с. 69—74.
6. Захаров Е. Е., Королев Н. И. Структура рудного поля, минералогический состав и генезис Никитовского ртутного месторождения в Донецком бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1940.
7. Никольский И. Л. Геология ртутных месторождений Центрального района Донецкого бассейна. Донецк: Изд. Донецкого индустр. ин-та, 1959.
8. Никольский И. Л., Добрянский А. М., Корчмагин В. А. К вопросу об источниках и путях миграции ртути. — Геол. журнал, 1970, вып. 3, с. 91—100.
9. Ольховский Н. Я. Закономерности распределения и перспективы промышленного использования бедных ртутных руд в Донбассе. — Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Донецк, 1971.
10. Попов А. П. Методика выявления купольных структур в наклонно слоистых залегающих толщах. — Изв. вузов. Сер. Геология и разведка, 1986, № 2, с. 147—148.

в качестве критериев были приняты объемы выполненных поисково-разведочных работ, приходящихся на единицу площади бассейна, и отношение разведанных запасов УВ к их начальным ресурсам в НГБ. Дополнительно нами была учтена степень изученности НГБ по глубине.

Из 126 промышленно нефтегазоносных бассейнов, открытых за рубежом**, хорошо разведанных оказалось 56.

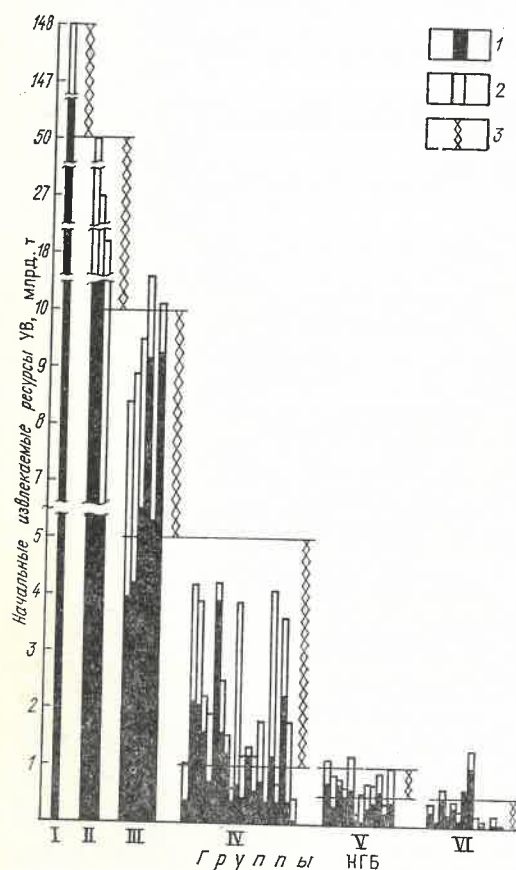
Из них в 42 бассейнах были обнаружены крупные месторождения УВ, а

** Ресурсы нефти и газа и перспективы их освоения/М. С. Моделевский, Г. С. Гуревич, Е. М. Хартукова и др. М.: Недра, 1983.

Характеристика некоторых параметров НГБ зарубежных стран

Преобладающий тектонотип	Группа НГБ*	Количество крупных месторождений УВ	Извлекаемые запасы наиболее крупного месторождения УВ, млн. т
Платформенный	I	>80	>5000
"	II	25—50	1000—5000
"	III	10—20	500—1000
Платформенный и орогенный	IV	2—8	100—500
Преимущественно орогенный	V	1	50—100
То же	VI	—	<50

* I — Персидского залива; II — Мексиканского залива, Сахаро-Ливийский, Центральноевропейский; III — Западно-Канадский, Западный Внутренний, Пермский, Гвинейского залива, Оринокский, Маракайбский; IV — Сан-Хуан, Бофорта, Саравакский, Восточно-Калимантанский, Северо-Суматринский, Центральное-суматринский, Грейт-Валли, Лос-Анджелес, Вентура-Санта-Барбара, Преаппалачский, Гуаякильский, Суэцкого залива, Гинсленд, Камбейский, Сержибе-Алагоас, Карнарвон, Кук-Инлет, Кванза-Камерунский, Нижнеиндийский, Аквитанский; V — Реконкаво, Грин-Ривер, Паудер-Ривер, Биг-Хорн, Уинта-Пайсенс, Венский, Адриатический, Верхнесреднемагдаленский, Мичиганский, Иллинойский, Мендоса, Неукен; VI — Уинд-Ривер, Ханна-Ларам, Парадокс, Денвер, Санта-Мария, Нижнемагдаленский, Уиллистонский, Тайваньский, Иссикари-Сахалинский, Ассамский, Предальпийский, Парижский, Боуэн-Сарат, Рейнский.



Начальные извлекаемые ресурсы углеводородов по выделенным группам нефтегазоносных бассейнов
1 — нефть, 2 — газ, 3 — пределы значений извлекаемых ресурсов НГБ разных групп

в 14 их нет. По количеству крупных месторождений 42 НГБ были разбиты нами на пять групп (таблица).

В I группе оказались НГБ, в пределах которых обнаружено более 80 крупных месторождений УВ, во II — от 25 до 50, в III — от 10 до 20, в IV — от 2 до 8, в V, как правило, — 1. Хорошо разведанные зарубежные НГБ, в которых крупных месторождений УВ не обнаружено, выделены в VI группу.

Обычно крупные месторождения УВ открываются на начальном этапе работ в НГБ, но особенно это относится к самым крупным из них. Мы сгруппировали те же 42 НГБ по величине наиболее крупного месторождения УВ. Оказалось, что группы НГБ, выделенные по количеству крупных месторождений УВ и по наиболее значительным из них, довольно хорошо совпадают.

По группам бассейнов прослежено изменение начальных извлекаемых ресурсов углеводородов. Поскольку исследовались хорошо разведанные НГБ, можно надеяться, что при оценке их начальных ресурсов не было допущено значительных ошибок. Нам приняты данные из работы М. С. Моделевского, Г. С. Гуревич и др. (1981 г), где авторы приводят материалы по всем рассматриваемым НГБ.

Из рисунка следует, что выделенные группы НГБ отличаются также начальными извлекаемыми ресурсами. В I группе начальные извлекаемые ресурсы более 50 млрд. т, во II группе 10—50, в III 5—10, в IV 1—5, в V 0,5—1 и в VI — менее 0,5 млрд. т. Имеются, конечно, отдельные исключения, но в целом картина довольно чет-

кая. Таким образом, можно констатировать, что существует прямая связь между количеством крупных месторождений УВ, масштабом наибольшего из них и начальными извлекаемыми ресурсами в НГБ. Подобный вывод следует на основании анализа данных не по всем, а по 56 хорошо изученным зарубежным НГБ. Это довольно представительное число, так как всего за рубежом разведано 126 НГБ.

По нашему мнению, указанная закономерная взаимосвязь между некоторыми параметрами нефтегазоносности и начальными ресурсами УВ в НГБ обусловлена рядом факторов, характеризующих бассейны разных групп. НГБ I группы относятся к платформенному типу и отличаются самыми большими площадями и объемами осадочного чехла. Для них типичны спокойное, унаследованное развитие, приглушенность тектонических процессов, что привело к образованию единого огромного седиментационного тела (например мезозойского комплекса пород — основной части осадочного чехла в бассейне Персидского залива). В этом НГБ очень богатые органическим веществом материнские отложения, коллекторы и покрышки распространены регионально и охватывают площади до 1 млн. км², что способствует притоку УВ в ловушки с большой территории.

Вследствие спокойного тектонического развития происходили вертикальные подвижки значительных нераздробленных блоков фундамента, что привело к формированию очень крупных локальных структур. Даже краевой Месопотамский прогиб, входящий в состав НГБ Персидского залива, имеет нехарактерные для этого тектонотипа черты: здесь образовывались огромные локальные поднятия и распространена мощная толща эвапоритовых пород — надежная покрышка. Эти обстоятельства способствовали формированию в прогибе многих крупнейших месторождений нефти и газа.

НГБ II и III групп также относятся к платформенному типу, но площади бассейнов и объемы осадочного чехла во II группе меньше, чем в I, а в III меньше, чем во II. От I ко II и III группам НГБ отмечается все более сложное тектоническое развитие. Поэтому сокращаются площади распространения материнских пород, коллекторов, покрышек, уменьшаются размеры локальных ловушек, что соответственно ухудшает условия для формирования крупных месторождений УВ.

В НГБ IV группы приблизительно половина бассейнов платформенные, но специфического типа (рифтогенные). Характерна существенная нарушенность осадочного чехла. Сравнительно с НГБ предыдущих групп уменьшаются их площади и объемы осадочного чехла. Другая половина НГБ приурочена к орогенным зонам, которые обычно характеризуются менее благоприятными условиями для образования крупных месторождений УВ. В качестве положительного фактора надо отметить повышенную прогреваемость недр большинства НГБ этой группы.

В V и VI группах бассейны преимущественно орогенного типа, к тому же меньших размеров и поэтому с наименее благоприятными условиями для формирования крупных месторождений. В VI группе подобные скопления вообще не образовывались.

Отмеченная связь между рассматриваемыми параметрами нефтегазоносности и ресурсами УВ в различных НГБ имеет не только теоретическое, но и практическое значение. Крупные месторождения УВ обнаруживаются в бассейне, как правило, на начальных этапах поисков, а наиболее крупные — в самый первый период. По количеству крупных месторождений УВ и по величине самого значительного из них можно судить в первом приближении о начальных ресурсах УВ изучаемого бассейна.



ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

УДК 55(477.62)

В. А. ИВАНИШИН, Л. В. КУРИЛЮК (УкрНИГРИ)

Региональные геологические исследования в Днепроовско-Донецкой впадине

Региональные геолого-геофизические работы в Днепроовско-Донецкой впадине (ДДВ) проводились с целью изучения девонского, турнейско-нижневизейского, верхневизейско-серпуховского среднекаменноугольного и верхнекаменноугольно-нижнепермского комплексов и оценки их нефтегазоносности в различных структурно-фациальных условиях приосевой и прибортовой зон впадины, а также картирования поверхности и исследования внутреннего строения кристаллического фундамента. Некоторые скважины закладывались в пределах выявленных залежей с целью вскрытия и оценки перспективности нижележащих комплексов, не изученных бурением. Кроме того, апробировалась специальная методика картирования рифовых тел (по данным Лесковской скв. 368).

Большинство скважин располагались на региональных сейсмических профилях, часто в точках их пересечения, что давало возможность использовать результаты параметрического бурения для переинтерпретации сейсмических и других геофизических данных.

Фактически в бурении и испытании в 1981—1985 гг. находилась 51 скважина, 36 закончены бурением. Доля

параметрического бурения в общем объеме глубокого бурения на нефть и газ достигла 10,1 %. Параметрическое бурение проводилось силами ПГО «Черниговнефтегазгеология» и «Полтавнефтегазгеология». Размещение распределение скважин приведено на рисунке и показано в табл. 1.

Из 36 скважин, законченных бурением в одиннадцатой пятилетке, в 28 (77,8 %) были вскрыты проектные горизонты. Средняя глубина законченных бурением параметрических скважин составила 5049 м, что на 293 м превышает среднюю глубину скважин в 1976—1980 гг. и на 647 м — в 1971—1975 гг. Распределение скважин по глубинам приведено в табл. 2.

В большинстве скважин, пробуренных в 1981—1985 гг., проведен полный комплекс промыслово-геофизических исследований, включая сейсмический и акустический каротажи. С отбором керна пройдено 10,2 % от общей глубины, что значительно больше, чем в десятой пятилетке (7,9 %). Выноса керна при этом составил 49 %.

В испытании находилось 34 скважины. При этом оказались сухими 61, водоносными 38, непромышленными 2 объектов, промышленными 2. При испытании в колонне число таких объектов

Таблица 1

Распределение скважин по зонам и комплексам

Комплексы	Зона		
	Южная прибортовая	Приосевая	Северная прибортовая
Нижняя пермь — верхний карбон	—	4	—
Средний карбон	1	4	—
Нижний карбон (верхневизейско-серпуховский)	4	3	5
Нижний карбон (турнейско-нижневизейский)	4	16	3
Девон	2	2	3

тов соответственно составляло 15, 1, 9, 12.

На девон пробурены три скважины в северной прибортовой зоне — Борзнянская скв. 303, Лесковская скв. 368 и Великобубновская скв. 317 (см. рисунок). В этой зоне девонские образования частично пройдены также Бельской скв. 470 и Побыванской скв. 454. В приосевой зоне девон вскрыт Северо-Леляковской скв. 363, Скоровагатовской скв. 380, Окоповской скв. 385 и Мачехской скв. 500, а в южной прибортовой — Тарасовской скв. 347, Мажаровской скв. 493, Екатериновской скв. 623 и Краснопавловской скв. 618.

Во вскрытом Екатериновской скв. 623 разрезе девон представлен верхним отделом, отложениями франского и фаменского ярусов, а в Мажаровской скв. 493 — отложениями фаменского яруса.

Франские породы в скв. 623 (вскрытая часть разреза) выделяются в объеме евлановско-ливенского горизонта, т. е. самой верхней части франского яруса. Большая часть вскрытого разреза представлена соленосной толщей и только в верхней его части залегает пачка ангидритов, доломитов и известняков.

В фаменской части разреза, пройденной скв. 623, задонско-елецкие и данково-лебединские породы отсутствуют, а Мажаровской скв. 493 эта часть разреза не вскрыта. В обеих скважинах присутствуют только пограничные отложения девона — карбона, отвечающие лиманским и руденковским слоям, выделяемым в Днепроовско-Донецкой впадине, или озерско-хованским образованиям центральных районов Восточно-Европейской плат-

Таблица 2

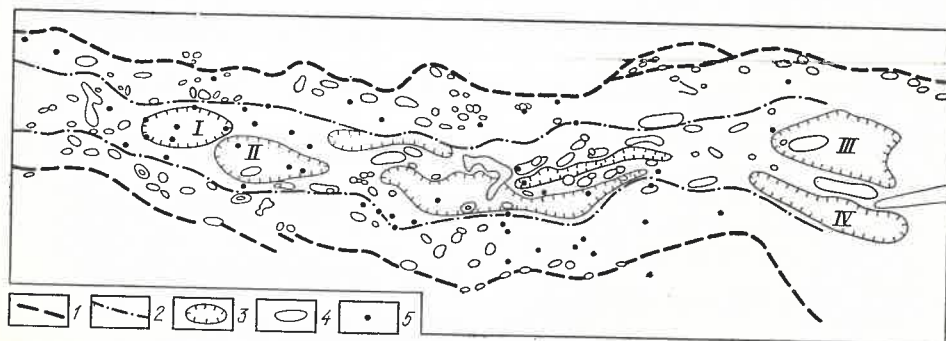
Распределение пробуренных скважин по глубинам

Глубина, м	1971—1975 гг.	1976—1980 гг.	1981—1985 гг.
2000—2500	2	—	1
2500—3000	1	1	—
3000—3500	1	3	—
3500—4000	7	3	2
4000—4500	9	3	4
4500—5000	13	14	10
5000—5500	1	12	8
5500—6000	—	6	8
6000—6500	—	—	2
6500—7000	—	—	1

формы. Лиманские слои установлены в разрезах скв. 623 и 493, а руденковские — только в первой из них.

Таким образом, в результате обобщения материалов по Екатериновской скв. 623 и Мажаровской 493 установлен крупный стратиграфический перерыв внутри верхнедевонского комплекса, а также более глубокий, чем ожидалось, между нижним карбоном и девоном или между нижневизейскими и лиманскими образованиями на Мажаровском участке.

Более широкое распространение, чем представлялось до сих пор, имеют лиманские отложения (Бельская скв. 470), которые были известны только на площадях южной прибортовой зоны от Зачепиловки и далее на юго-восток, а в приосевой зоне — на Глинско-Розбышевской площади. По составу и облику пород, по палеонтологическим материалам, лиманские слои Бельской площади близки к таковым Горобцовской, Руденковской, Глинско-



Схематическая тектоническая карта Днепроовско-Донецкой впадины
1 — границы прибортовых и бортовых зон; 2 — границы прибортовых и приосевой зон; 3 — депрессии;

1 — Сребрянская, II — Ждановская, III — Бахмутская, IV — Кальмиус-Торевская; 4 — локальные поднятия; 5 — параметрические скважины, бурившиеся в 1981—1985 гг.

Розбышевской площадей. Руденковские слои распространены не так широко, как лиманские, о чем свидетельствуют данные бурения на Мажаровском участке и на Бельской площади, где указанные отложения отсутствуют.

В северной прибортовой зоне по палинологическим данным подтвержден раннефранский возраст эффузивных пород в разрезе Побыванской скв. 454, что дает основание предполагать широкое развитие их на обширной территории, где раньше эта толща считалась фаменской. По-видимому, верхняя фаменская эффузивно-пирокластическая толща здесь размыта или вообще не отлагалась.

Оценка промышленной нефтегазонасности девонских отложений северо-западной части ДДВ производилась по Лесковской скв. 368 путем сравнительного анализа с одновозрастными породами в смежном Припятском прогибе, где они имеют промышленное значение.

На большинстве месторождений Припятского прогиба нефтяные залежи в межсолевых девонских отложениях приурочены к карбонатным рифогенным фациям, представленным кавернозными и пористыми доломитизированными водорослевыми известняками и вторичными доломитами, которые слагают морфологически слабо выраженные биогермные постройки.

В северо-западной части ДДВ межсолевые отложения представлены верхней терригенной и нижней глинисто-карбонатной толщами в отличие от карбонатного разреза в Припятском прогибе. Однако на ряде площадей в северной прибортовой зоне впадины в составе глинисто-карбонатной межсолевой толщи также установлены рифогенные фации водорослевых известняков. Максимальное их развитие отмечается на Борковско-Лесковской площади, где среди них встречаются разности пористостью 10—16 % и проницаемостью до $240 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ и где к ним приурочены многочисленные нефтепроявления.

При заложении Лесковской скв. 368 в присводовой части Лесковской антиклинальной складки прогнозировалось наличие рифогенных известняков, образующих биогермные постройки в глинисто-карбонатной толще межсоле-

вого девона, к которым могут быть 600 м. Они залегают на эффузивных приурочены скопления углеводородов. породах девона. Вскрытый турнейский Кроме того, здесь апробировались гео-разрез может рассматриваться в ка- физические методы картирования рифовых тел с целью внесения в них необходимых корректив. Это помогает прогнозного поднятия пробурена Го-

более уверенно оконтуривать рифовые Горобиевская скв. 360, где по отражающей в перспективных в нефтегазоносном горизонтом $V_{в3}$, $V_{б2}$, $IV_{г}$ была ном отношении зонах рифогенеза для установлена ловушка структурно-тек- последующего заложения поисковых геологического типа, экранированная ду- скважин на межсолевые девонские от- гообразным в плане разрывным нару- ложения в оптимальных условиях. шением северо-западного простирания.

В результате бурения дана отрица- По данным бурения здесь наблюдается- тельная оценка нефтегазонасности значительное погружение палео- нижнекаменноугольных и межсолевых зойских комплексов и увеличение их девонских отложений в присводовой мощности по сравнению с участком части Лесковской антиклинальной Северо-Леляковской скв. 363. Предпо- складки из-за отсутствия пластов-кол- ложительно мощность пород турне лекторов во вскрытом разрезе межсо- 900—1000 м. Бурение подтвердило левого девона, с которыми связаны правильность стратиграфической при- основанные перспективы. В глинисто-вязки в разрезе сейсмических отража- карбонатной межсолевой толще встре- ющих горизонтов $IV_{б}$, $IV_{г}$, $V_{б2}$, но ло- чены онколитовые разности известня- вушка не была обнаружена.

ков рифогенных фаций, имеющие ши- На южном склоне Ждановской де- рокое развитие в межсолевых отложе- прессии, который представляет собой ниях Припятского прогиба. На воз- моноуклинали, примерно в таких же можное развитие малоамплитудной условиях, как и Горобиевская скв. 360, биогермной постройки указывает не- пробурена Окоповская параметриче- значительное локальное увеличение- ская скв. 385. Вскрытые скважиной мощности глинисто-карбонатной тол- нижневизейские отложения представ- щии в скв. 368. лены в нижней части терригенными, а

Таким образом, по данным бурения в верхней — карбонатными образова- скв. 368 частично подтверждена воз- ниями. Турнейский ярус состоит на можность картирования рифовых тел 90 % из песчаников. В результате бу- геофизическими методами исследова- рения установлено, что Окоповский ний при их дальнейшем совершенствов- блок по нижневизейскому структурно- вании. му плану приподнят относительно Яб-

Турнейско-нижневизейский комплекс- лановской структуры не на 600 м, как вскрыт во всех структурно-тектониче- предполагалось, а почти на 1000 м, что ских зонах региона, но наибольшее привело к сокращению мощности па- количество скважин сконцентрировано в зойских комплексов пород.

в приосевой зоне в Сребнянской и На северном борту Сребнянской де- Ждановской депрессиях, которые яв- прессии и на ее сочленении со Жда- ляются неизученными участками Дне- новской депрессией Волошковской провско-Донецкой впадины. скв. 314 и Зорьковской скв. 370 прой-

В Сребнянской депрессии пробурены- дены разные турнейско-нижневизей- четыре скважины (Северо-Леляковские типы разрезов, представленные ская скв. 363, Горобиевская скв. 360 глинистыми разностями пород с мало- Волошковская скв. 314, Родниковая мощными прослоями песчаников и скв. 384), но только в Северо-Леля- алевролитов. Горизонт В-26 в скв. 314 ковской скв. 363 образования турней- состоит из неоднородных песчаников и ского яруса впервые пройдены на- мало перспективен в нефтегазоносном отношении. В процессе бурения этой

полную мощность. По литологическому составу отло- скважины пластоиспытателем на каро- жения турне в Северо-Леляковской- тажном кабеле были опробованы тур- скв. 363 подразделяются на две толщи- нейские отложения в интервале 5455— (сверху вниз) — песчаную и глинисто- 5604 м. Большинство из опробованных (песчаную, общей мощностью около- объектов оказались «сухими». Только

в некоторых пробах содержался филь- трат.

Значительно перспективнее в нефте- газонасном отношении оказались от- ложения нижнего визе на северном борту Ждановской депрессии (юго-вос- точное погружение Глинско-Розбы- шевского вала, Харьковцевская скв. 409) и в районе ее юго-восточного за- мыкания (Комышнянская скв. 488 и Бакумовская скв. 424).

Харьковцевской скв. 409 на глубине 5240 м вскрыты новые для данной пло- щади нижневизейские отложения; по- ристость песчаных разностей, по лабо- раторным данным, 8—11 %. Испыта- ние этих отложений в эксплуатацион- ной колонне привело к открытию про- мышленных залежей. Из интервалов 5450—5441, 5375—5357 и 5320—5302 м получен газоконденсат, дебит газа от 65,5 до 73,6 тыс. $\text{м}^3/\text{сут}$ через 8-мм штуцер и конденсата от 2,4 до 2,99 м^3 .

Пройденный Комышнянской скв. 488- нижневизейский разрез представлен в основном аргиллитами и песчаниками. По сравнению с Харьковцевской скв. 409 отложения нижнего визе вскрыты здесь на более низком гипсометриче- ском уровне. В качестве перспектив- ных по данным промыслово-геофизич- еских исследований здесь выделялись нижневизейские горизонты В-24, В-25 и В-26, представленные песчаниками, алевролитами, аргиллитами и извест- няками. Пористость песчаников не пре- вышает 10 %, газопроницаемость $12 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

При испытании объектов в интерва- лах 6074—6070, 6062—6057, 5916— 5898, 5847—5827, 5725—5681 и 5664— 5652 м были получены промышлен- ные притоки газа дебитом около 33 тыс. $\text{м}^3/\text{сут}$ и конденсата до 1,49 м^3 .

На Бакумовской площади в скв. 424- нижневизейский разрез представлен терригенной и карбонатной толщами. Терригенная толща (глубина 5550— 5915 м) состоит из мощных пачек пес- чаников (10—40 м), а также череду- ющихся аргиллитов, алевролитов и реже известняков. Пористость песча- ников 3—9 %, проницаемость до $6 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. В толще выделяются песча- ные горизонты В-24, В-25, В-26 с поло- жительной геолого-геофизической ха- рактеристикой.

Карбонатная толща сложена трещиноватыми известняками с признаками газонасыщения и аргиллитами. Возраст нижневизейских отложений в скв. 424 обоснован фаунистически. Здесь выделены XIII и XIV микрофаунистические горизонты. Мощность нижнего визе на Комышнянско-Бакумовской площади около 800 м.

Турнейские отложения в скв. 424 начинаются с глубины 6307 м и представлены чередующимися известняками и аргиллитами. На основании геолого-геофизических данных к испытанию в эксплуатационной колонне намечено 13 объектов в турнейско-нижневизейском комплексе.

Таким образом, параметрическим бурением установлена новая Комышнянско-Бакумовская зона нефтегазонакопления, в которой впервые в Днепро-Донецкой впадине получены промышленные притоки углеводородов с глубины 6000 м, что имеет принципиальное значение, так как расширяет перспективы глубокозалегающих горизонтов.

На Мачехской площади скв. 500 вскрыла разрез карбонатных пород турне и верхов руденковских слоев. Он перекрывается верхневизейскими образованиями. Отсутствие во вскрытом разрезе отдельных толщ указывает на наличие погребенной брахиантклинальной складки, которая почти не отражалась на геофизических картах.

Из верхней части турнейской известняковой толщи (интервал 5189—5247 м) получен промышленный приток газа дебитом 830 тыс. м³/сут. Раньше в ДДВ была установлена продуктивность серпуховских карбонатных отложений в Муратовской скв. 5 и турнейской карбонатной толщи в Богатойской скв. 403. Карбонатные толщи, по-видимому, могут сыграть немаловажную роль в увеличении прироста запасов углеводородов.

Значительное сокращение мощностей некоторых стратиграфических комплексов нижнего карбона и наличие перерывов установлены также при бурении Цыганской скв. 429, расположенной значительно северо-западнее Мачехской площади. Полученные данные подтверждают наличие на моноклинали под отложениями верхневи-

зейского подъяруса ряда погребенных поднятий, что расширяет фронт поисковых работ по турнейско-нижневизейским образованиям.

В северной прибортовой зоне Побыванская скв. 454 и Краснозаярская скв. 468 вскрыли переходный тип разреза турне, а Бельская скв. 470 — морской. Наиболее перспективными оказались турнейские отложения на Краснозаярской площади. Литологически они представлены карбонатно-терригенной, в основном сероцветной толщей, в которой обнаружены газоконденсатные залежи промышленного значения. Полученные в результате бурения скв. 468 данные позволили прогнозировать повышение перспектив в образованиях турнейского яруса в юго-восточном направлении в северной прибортовой зоне и в сторону приосевой части впадины.

Отсутствие промышленных скоплений углеводородов в турне—нижнем визе на Бельской площади, расположенной юго-восточнее Краснозаярской, не опровергает этот вывод, так как Бельская структура находится в тектонически активной зоне, и сформированные в прошлом залежи могли разрушиться. Обнаружены многочисленные следы их миграции и разрушения.

При бурении на верхневизейско-серпуховский комплекс в наименее изученной юго-восточной части южной прибортовой зоны на Блинецовском выступе скв. 621 установлено значительное увеличение мощности отложений серпуховского и башкирского ярусов. В связи с этим кровля отложений визейского яруса вскрыта на 1400 м ниже, чем предполагалось по данным геофизики. По этой причине скважина не достигла проектного горизонта — турнейских пород, хотя и была доведена до проектной глубины. Причина довольно резкого расхождения данных бурения и геофизических работ заключается, по-видимому, в повышенной уплотненности вскрытых пород (пористость 2—9 %). В процессе бурения с помощью ОПН в серпуховских отложениях опробованы пять объектов, и все они оказались «сухими».

В северной части Суходоловско-Нехворощанского выступа на Восточно-Разумовской площади скв. 422 пройден перспективный разрез серпу-

ховского яруса и низов башкирского, из которого получены промышленные притоки газа.

Фациальные изменения пород, разрывные нарушения, результаты опробования дают основание предполагать присутствие на этой площади тектонических, литологических или комбинированных ловушек (залежей).

Аналогичная картина наблюдается на Мачехско-Цыганской моноклинали, южнее Абазовско-Семеновского вала, в Житниковской скв. 434. Приток газа, конденсата и воды был получен в этой скважине при опробовании горизонта Н-5а. Перспективны здесь и другие горизонты. Песчаники с удовлетворительными коллекторскими свойствами вскрыты на соседней Мачехской площади скв. 500.

Таким образом, результаты бурения и опробования свидетельствуют о региональной нефтегазонасности серпуховского яруса в центральной части южной прибортовой и в приосевой зоне.

В результате параметрического бурения существенно расширились перспективные территории и по верхневизейскому комплексу в связи с открытием Волошковского месторождения (скв. 314) на северном борту Сребнянской и Ждановской депрессий.

По среднему карбону важные результаты зафиксированы в южной прибортовой зоне на Екатериновско-Мажаровском участке, где обнаружены промышленные залежи в башкирских отложениях. Представляет большой интерес обширная область выклинивания верхов карбона и трансгрессивного перекрытия среднего карбона триасовыми образованиями, что прогнозировалось ранее при обобщении данных параметрического бурения на Зачепиловской, Новониколаевской, Голубовской, Богатойской, Орельской и Шандровской площадях.

Высказанные предположения подтвердились при бурении Восточно-Разумовской скв. 422 в зоне сочленения приосевой и южной прибортовой зон ДДВ, где продуктивными оказались

горизонты Б-12-14 в башкирском ярусе.

В приосевой зоне промышленные скопления углеводородов в среднем карбоне установлены в Скоробогатьковской скв. 380 (Ждановская депрессия). В Ждановской депрессии уже известны залежи в среднекаменноугольных отложениях на Яблундовской площади, поэтому следует проявить внимание к рассматриваемому комплексу.

На юго-востоке приосевой зоны оценивались перспективы среднего карбона на месторождениях с залежами в нижней перми и верхнем карбоне. По указанному направлению пробурена Западно-Крестиченская скв. 70 глубиной 6506 м. В процессе бурения отмечались газопроявления в интервале 6275—6287 м, сопровождавшиеся понижением плотности промысловой жидкости. Содержание газа в газовоздушной смеси достигало 85 %. По данным промыслово-геофизических исследований, продуктивный горизонт представлен уплотненным песчаником.

По лабораторным данным, открытая пористость песчаников и алевроитов в интервале 5100—6491 м составляет 1,8—4,6 %, проницаемость 0,01—0,2·10⁻¹⁵ м², редко 3,01·10⁻¹⁵ м². Песчано-алевритовые пласты опробовались пластоиспытателем на трубах и опробователем пластов ОПН-140, но все они оказались «сухими».

Наиболее вероятной причиной отрицательных результатов в отношении нефтегазонасности среднего карбона на рассматриваемом участке являются низкие коллекторские свойства пород этого комплекса. Однако данное обстоятельство не снижает его перспектив на больших глубинах, так как на соседних участках качество коллекторов может оказаться значительно выше. Такое явление широко распространено в Днепро-Донецкой впадине.

На нижепермско-верхнекаменноугольный комплекс в 1981—1985 гг. пробурены две скважины в приосевой зоне юго-восточной части региона (Натальинская скв. 632 и Ткаченковская скв. 654). Обе скважины достигли проектных глубин и вскрыли проектные горизонты, но не подтвердили наличия прогнозных погребенных поднятий в межкупальных зонах этой части впадины и не дали положительных ре-

зультатов в отношении нефтегазоносности.

Изучение нефтегазоносности недр на глубинах свыше 7000 м с целью решения теоретических вопросов нефтегазовой геологии и определения направлений на перспективу до 2000 г. планировалось по Днепровско-Донецкой скважине (проектная глубина 7500 м). Она пройдена до глубины 4655 м, ее забой находится в нижне-серпуховских отложениях.

Таким образом, из изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Региональные геолого-геофизические исследования в ДДВ в одиннадцатой пятилетке оказались высокоэффективными. Параметрическими скважинами открыто одиннадцать месторождений, залежи на которых приурочены к турнейским, нижневизейским, верхневизейским, серпуховским, башкирским и московским отложениям.

УДК 553.981'982.2.061(574.14)

А. И. ТИМУРЗИЕВ (ПО «Мангышлакнефть» Миннефтепрома)

Время формирования залежей нефти и газа на Мангышлаке

Залежи нефти и газа на Мангышлаке изучались многими исследователями. Время их формирования принимается в диапазоне от ранней юры до неогена. Подавляющее большинство геологов считают время основного этапа формирования залежей УВ Южного Мангышлака предсреднемиоценовым, а время их преимущественного переформирования — среднемиоцен-четвертичным. Возникновение залежей относится преимущественно к поздней юре — палеогену. Для определения времени формирования залежей нефти и газа использовались следующие методы: изучение давления насыщения нефти; изучение газомещающих способностей ловушек; палеотектонический (определение времени формирования ловушек и региональных уклонов); сопоставление высот палеоловушек с высотами вмещающих залежей нефти и газа.

Применение методов определения времени формирования залежей по давлению насыщения (В. Гассоу,

2. Выявлены новые зоны нефтегазо-накопления на глубинах до 5000 м и в интервале 5000—7000 м в различных структурно-тектонических зонах и литолого-стратиграфических комплексах (Волошковско-Зорьковско-Песковская, Комышнянско-Бакумовская, Житниковско-Мачехская, Мажаровско-Екатериновская).

3. Впервые в условиях ДДВ промышленные притоки углеводородов получены с глубин 6000—6100 м, что создает базу для поисков нефти и газа в регионе.

4. Расширены представления о распространении, составе, перспективах переходных девонско-каменноугольных отложений (лиманские и руденковские слои).

5. Начато изучение нефтегазоносности недр на глубинах свыше 7000 м с целью решения теоретических вопросов нефтегазовой геологии.

1953 г.) и по газомещающей способности ловушек (А. Леворсен, 1958 г.) приводит к значительному завышению расчетного времени. Как справедливо отмечают М. Ф. Мирчинк и другие (1967 г.), современные пластовые давления не отвечают тем величинам, которыми они определялись в момент образования залежи. Согласно К. Б. Аширову и другим [2], газонасыщенность пластовых нефтей отражает текущее состояние сохранности нефтегазовых залежей и зависит в первую очередь от мощности покровов. Следовательно, пользоваться для определения геологического возраста залежей такими показателями, как давление насыщения и гелий-аргоновое соотношение, недопустимо.

Усовершенствованный В. А. Кировым (1964 г.) графический способ определения конечного времени формирования залежей газа, использованный А. И. Шаховым (1971 г.), не учитывает возможного рассеивания газа после заполнения ловушки.

Анализ истории развития Тенгинского поднятия [5] показывает, что начало его активного роста связано с раннемеловой эпохой. Так, на 96 % поднятий по подошве среднеюрских отложений было приращено за период начиная с валанжинского века и поныне. При этом его общая амплитуда к началу туронского века составила 50 м, что не могло обеспечить к этому времени, а тем более в апте, и 40 % запасов газа, разведанных в горизонте Ю-IV. Различное время формирования газовых залежей смежных горизонтов Ю_{IV} и Ю_I Тенгинского месторождения не позволяет рекомендовать указанный метод*.

По расчетам С. Е. Чакабаева и других [8], палеоловушки месторождений Южного Мангышлака уже в позднеюрское время могли содержать разведанные запасы нефти и газа. Расчет палеовмещающих способностей горизонтов с коэффициентами заполнения ловушек равными или близкими к единице (Узень, Ю_I, Ю_{II}, Жетыбай, Ю_{IX}, Тенге, Ю_{II}, Ю_{VI}) свидетельствует о том, что они могли вместить в себя современные запасы только в конце позднего мела и в палеогене (время окончательного формирования залежей по [8]).

Сказанное не противоречит представлениям Д. С. Оруджевой и К. К. Тумарева (1967 г.) о начале формирования залежей в конце палеогенового времени. Ко времени предсреднемиоценовой активизации происходит формирование современного структурного плана региона. Прирост амплитуд антиклиналей за позднеолигоцен-раннемиоценовое время составил 55—82 % (Жетыбай и Узень) от современных величин (В. А. Бененсон, 1975 г.).

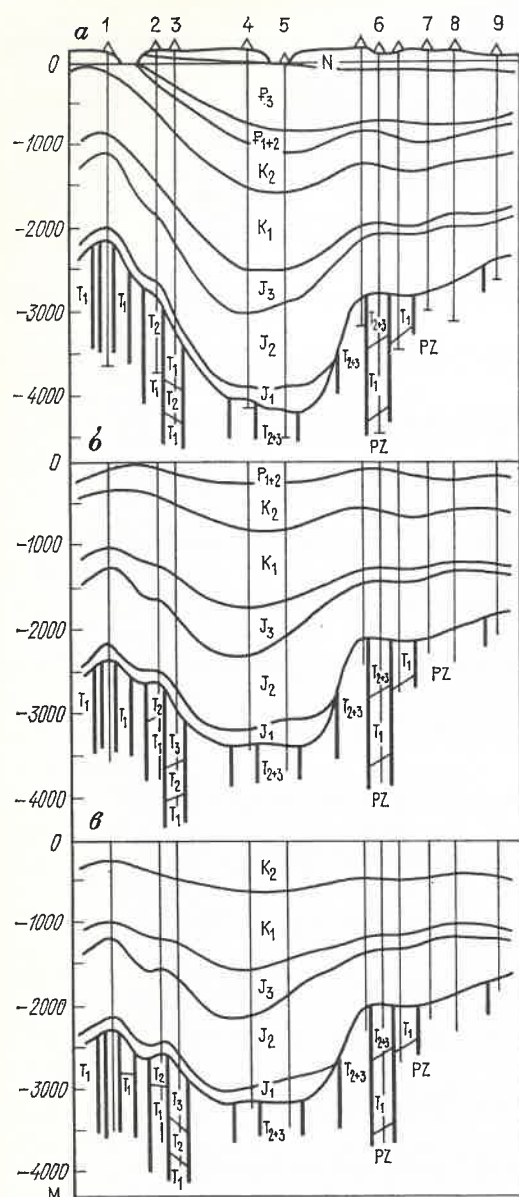
Использование палеотектонического метода основано на существовании тесной закономерной связи между возрастом структур и нефтегазоносностью [3], согласно которой аккумуляция могла начаться только после формирования ловушки (В. Гассоу, 1955 г.). Возраст залежей нефти и газа Южного Мангышлака не может быть древ-

нее раннего мела. К этому времени только начинается активный рост структур предмелового заложения (Узень, Тенге, Жетыбай и др.), представлявших в средне- и позднеюрское время незамкнутые формы [5]. При наличии регионального верхнеюрского флюидоупора в раннемеловое время теоретически существовали условия для аккумуляции УВ. Однако возраст ловушки дает представление лишь о том времени, раньше которого не могла происходить аккумуляция нефти и газа. Таким образом, этот критерий имеет относительное значение (Ф. Ф. Линецкий, 1965 г.). Более того, решающую роль играет не столько время заложения ловушек, сколько время, когда структура оформилась в ловушку, близкую по своей амплитуде к современной (М. Ф. Мирчинк и др., 1967 г.). Только при большой высоте ловушек и их большом объеме могли образоваться такие крупные залежи, которые имеются в рассматриваемых структурах. Если бы залежи сформировались раньше, то они были бы значительно меньше по запасам из-за малых высот ловушек (Д. С. Оруджева, К. К. Тумарев, 1967 г.).

Известно, что уклоны структурных (палеоструктурных) поверхностей и комплексов являются важнейшей характеристикой нефтегазоносных бассейнов, определяющей направление, масштабы и скорость вторичной миграции УВ из очага генерации (днища впадин) в области аккумуляции. В этой связи анализ динамики изменения уклонов и гипсометрии бортов прогиба с учетом современного плана распределения нефтегазоносности позволяет определить этапы региональной миграции УВ и время формирования их промышленных скоплений.

Изучение истории геологического развития Южного Мангышлака за весь платформенный этап свидетельствует о том, что изменение гипсометрического положения структурных элементов второго порядка на протяжении отдельных периодов допалеогенового времени не оказывает влияния на нефтегазоносность. Анализ палеотектонических построений показывает, что современная асимметрия бортов Южно-Мангышлакского прогиба возникла в результате предсреднемиоценовых

* Критику физической и геохимической сущности метода можно найти в работах А. Л. Козлова (1973 г.) и В. Ф. Линецкого (1965 г.).



Палеотектонические поперечные профили

а — современный этап, б — к началу олигоцена, в — к началу палеогена, г — к началу раннего мела, д — к началу поздней юры, е — к началу средней юры; месторождения: 1 — Узень, 2 — Западный Тенге, 3 — Пионерское, 4 — Курганбай, 5 — Каунды, 6 — Темирбаба, 7 — Букбаш, 8 — Тамды, 9 — Кудук. Утолщенной линией показаны разрывы

деформаций. В преднеогеновое время имел место противоположный уклон с превышением южного борта над северным (рисунок). Более того, глубина залегания подошвы платформенного чехла на южном борту Южно-Мангышлакского прогиба в течение юрско-палеогенового времени не превышала таковой на северном (табл. 1). Если же рассматривать глубину залегания подошвы чехла северного борта по широте южной антиклинальной линии (Западный Тенге) Жетыбай-Узеньской ступени, то следует констатиро-

вать, что только в посленеогеновое время (современный этап) северный борт выравнился с южным и теоретически мог перехватить часть миграционного потока УВ из Жазгурлинской впадины.

Таким образом, признавая Южно-Мангышлакский прогиб основным очагом генерации УВ, мы должны признать и тот факт, что только в неоген-четвертичное время на Мангышлаке УВ могли мигрировать и сформировать промышленные залежи нефти и газа.

Изменение глубины залегания подошвы платформенного чехла на бортах Южно-Мангышлакского прогиба, м

Время	Северный борт		Южный борт	
	Южная антиклинальная линия (Западный Тенге)	Северная антиклинальная линия (Узень)	Аксу-Кендырлинская ступень (Темирбаба)	Северо-Западное Прикарагазье (Кудук)
Современный этап	2850	2200	2850	2400
Средний миоцен	2750	2250	2600	2250
Олигоцен	2550	2300	2000	1700
Палеоцен	2450	2200	1900	1550
Ранний мел	1350	1250	800	550
Поздняя юра	950	1150	700	500
Средняя юра	100	130	0	0

Таблица 2

Разность глубин залегания подошвы платформенного чехла на северном и южном бортах Южно-Мангышлакского прогиба, м

Время	Западный Тенге — Темирбаба	Узень — Темирбаба	Западный Тенге — Кудук	Узень — Кудук
Современный этап	0	650	450	200
Средний миоцен	150	350	500	0
Олигоцен	550	300	850	600
Палеоцен	550	300	900	650
Ранний мел	550	450	800	700
Поздняя юра	250	450	250	650

В противном случае, т. е. при более раннем времени начала региональной миграции УВ, наблюдалось бы распределение, зеркальное по отношению к современному распределению запасов УВ в Южно-Мангышлакском прогибе. Концентрация основных запасов УВ (99 %) на северном борту прогиба служит доказательством того, что миграция и формирование залежей нефти и газа могли происходить только с позднеолигоцен-раннемиоценового времени.

В этой связи существующие представления (Н. А. Крылов, 1979 г.) о том, что геологические материалы по Южному Мангышлаку не позволяют сделать заключение о времени начала миграции нефти, нельзя считать обоснованными. По данным Аронсона и других (1969 г.), В. В. Грибкова (1968 г.), В. И. Кордус (1974 г.), Д. С. Оруджевой и Р. А. Твердовой (1982 г.) и других, залежи нефти и газа Южного Мангышлака образовались

в одно время. Установлено, что на степень катагенетической превращенности нефтей Южного Мангышлака не оказывают влияние ни возраст вмещающих отложений, ни глубины залегания, ни различия в прогремости пород чехла. Нефти из триасовых, юрских и меловых пород по ряду геохимических параметров имеют единую генетическую основу и характеризуются высокой степенью катагенетической превращенности. Вероятно, они могли образоваться в условиях единого палеобассейна, были подвержены влиянию жестких термобарических условий и поступили в юрские и меловые коллекторы уже глубоко преобразованными. Большая близость углеводородного состава нефтей юрских отложений позволяет предположить, что миграция из доюрского комплекса проходила в один тектонический этап (В. И. Кордус, 1974 г.). Таким образом, начало формирования залежей нефти и газа для всех нефтегазоносных комплексов

Мангышлака следует связывать с предсреднемиоценовым этапом тектонической активизации.

Относительно окончательного времени формирования залежей можно высказать следующие соображения. Существует два довода в пользу представлений об активном формировании залежей нефти и газа в среднемиоцен-четвертичное время (при этом не исключается решающая роль предсреднемиоценового этапа). Во-первых, активность предсреднемиоценовых движений была столь высокой, что процесс формирования залежей должен был сопровождаться их одновременным разрушением. В самом деле, интенсивное разрушение месторождений Южного Мангышлака отмечается при значительно меньшей активности послепонтических движений (газовые залежи в меловых отложениях Узень, недонасыщенность нефтей газом и др.). Во-вторых, прирост амплитуд структур Узень и Тенге в среднемиоцен-четвертичное время (послепонтический этап активизации) составил 45 и 25 м (16 и 25 % соответственно), и при наличии в разрезе этих месторождений залежей с коэффициентами заполнения ловушек, близкими к единице ($Ю_I$, $Ю_{II}$ Узень, $Ю_{III}$, $Ю_{VI}$, Тенге и др.), формирование их в современном объеме было возможно только в послесреднемиоценовое время при высотах ловушек, близких к современным.

Таким образом, мы допускаем вторую фазу миграции и доформирования залежей нефти и газа в среднеплиоценовое время. Как известно, положение ВНК в залежах $Ю_I$ — $Ю_{IV}$ горизонтов характеризуется наклоном с восток-юго-востока на запад-северо-запад и с севера на юг (в обоих сечениях превышение ВНК достигает 25 м). Это явление ранее объясняли смещением залежей за счет влияния высоконапорных вод, блокового строения месторождения, подпитки залежей углеводородами по осложняющему южное крыло разлому, ухудшения коллекторских свойств пород на северном крыле месторождения. Подчиненную роль двух последних факторов отмечает А. А. Рабинович (1972 г.). Блоковым строением месторождения также нельзя объяснить смещение кон-

тактов пластовых флюидов. В условиях гидродинамически связанных пластовых систем ступенчатое строение контактов противоречит закону сообщающихся сосудов.

Наиболее распространенное мнение о смещении залежей высоконапорными водами также не выдерживает критики. Во-первых, в ряде случаев направление движения вод определяется по наличию наклонных ВНК (В. Н. Корценштейн, 1964 г.; С. Е. Чакабаев и др., 1967 г. и др.). Во-вторых, разными исследователями для Южно-Мангышлакского артезианского бассейна в разное время принимались все теоретически возможные направления движения вод (В. Н. Корценштейн, 1964 г.; Ю. А. Висковский, 1964 г.; Е. А. Барс, 1964 г. и др.). Это в конечном счете привело В. Н. Корценштейна к выводу об отсутствии движения вод в юрском водоносном комплексе.

В качестве объяснения смещения залежей нефти юрской продуктивной толщи Жетыбай-Узеньской ступени (наклонное положение ВНК установлено по данным опробования для месторождений Жетыбай и Тенге) нами принимается тектонический фактор, именно продолжающийся дифференцированный рост структур в плиоцен-четвертичное время после завершения процессов формирования залежей. Необходимо признать, что первоначальное положение ВНК было горизонтальным (последнее имеет место в структурах с низкой активностью неотектонических движений и небольшой площадью залежей). Согласно разведываемым представлениям, в послепонтическое время формируется современный облик залежей, отражающий их сохранность. В условиях восходящих движений основным фактором разрушения является дегазация и усадка нефтей из-за потери ими части растворенных газов и образования смолисто-асфальтовых оторочек в контактах с пластовыми водами. За счет неравномерности протекания эпигенетических процессов по разным ступеням от ВНК создаются дополнительные условия для запечатывания залежей.

Изучение физико-химических свойств пластовых нефтей месторождений

Узень и Жетыбай показывает, что минимальные значения плотности, вязкости, содержания асфальто-смолистых веществ свойственны нефтям, насыщающим сводовые участки. Эти показатели постепенно увеличиваются по мере приближения к ВНК. Одновременно снижаются газосодержание, усадка, давление насыщения и содержание легких фракций. В каждой залежи физико-химические свойства нефти изменяются на 7—25 % (газосодержание на 37 %) [4]. Таким образом, наличие запечатывающего слоя наряду с относительно поздним временем смещения залежей (гравитационное выравнивание ВНК запаздывает) является условием, предопределяющим наклонное положение ВНК.

Активность неотектонических движений в пределах Жетыбай-Узеньской ступени увеличивается с юга на север с запада (северо-запада) на восток (юго-восток). В полном соответствии с этим находится наклон (перекос) ВНК залежей на месторождениях Узень, Жетыбай и Тенге — с севера на юг и с востока (юго-востока) на запад (северо-запад). Более того, отмечается идеальная сопоставимость смещения ВНК залежей $Ю_I$ и $Ю_{II}$ горизонтов месторождения Узень с разностью амплитуд послепонтических (рельефообразующих) движений. Разность в абсолютных отметках ВНК на южном и северном крыльях достигает 25 м, превышение отметок тектонического рельефа северного крыла над южным также составляет 25 м. Подобное соотношение отмечается и по месторождениям Жетыбай и Тенге.

Существующие данные позволяют рассчитать абсолютное геологическое время, прошедшее со времени завершения формирования залежей горизонтов $Ю_I$ — $Ю_{II}$ месторождения Узень. Это время T складывается из времени T_1 , необходимого для запечатывания залежей, и времени T_2 , в течение которого произошло смещение ВНК на 25 м. Таким образом, $T = T_1 + T_2$, где T_2 определяется через отношение разности отметок ВНК Δh к скорости неотектонических движений. Учитывая, что скорость неотектонических движений во времени непостоянна, а время смещения ВНК связывается с послепонтическим этапом, для расчета

используем среднюю скорость движений за среднеплиоцен-четвертичное время v_{cp} . Последняя определяется отношением суммарной амплитуды среднеплиоцен-четвертичных движений к продолжительности плиоцена—антропогена (9 млн. лет):

$$T_2 = \frac{\Delta h}{v_{cp}} = \frac{\Delta h}{H} = \frac{25 \cdot 9}{250} = 0,9 \text{ млн. лет.}$$

С учетом времени, необходимого на запечатывание залежи T_1 , конечное время формирования залежей нефти месторождения Узень и, очевидно, всех залежей юрской продуктивной толщи Южного Мангышлака не может превышать 1 млн. лет. По расчетам А. А. Карцева (1963 г.), время полного окисления нефтяного скопления с запасами 10 млн. т растворенными сульфатами подземных вод при количестве сульфатов в водах 0,001 г/л и скорости движения вод 0,01 м/год не превышает 500 лет. Близкое содержание сульфатов в пластовых водах юрской продуктивной толщи (тысячные доли г/л) и значение скорости движения вод 0,1 м/год [7] позволяют считать эту величину заниженной не более чем на порядок, а конечное геологическое время формирования залежей принять позднеплиоцен-четвертичным (около 1 млн. лет). Убедительным свидетельством молодости залежей нефти и газа Мангышлака служит структура порового пространства коллекторов доюрского комплекса.

При насыщении трещин и каверн нефтью определенная часть объема вторичных пустот (тупиковые части трещин, трещины с раскрытостью менее 2 мкм), так же как и поры матрицы, занята остаточной водой. Особенности насыщения нефтью коллектора свидетельствуют о вторичности ее по отношению к вмещающей среде. Различный характер выполнения трещин (твердый битум, подвижная нефть и др.) позволяет установить последовательность их генерации, нефтенасыщенные трещины являются наиболее поздними. Как известно [9], нахождение нефти в свободных порах, в кавернах и трещинах свидетельствует о миграции ее в коллектор после завершения в нем основных минералообразующих процессов. Кроме того,

нефть находится в пустотах, возникших в результате растворения карбонатного и сульфатного материала на последнем этапе, после выделения всего комплекса аутигенных минералов. На основании этого сделан вывод о том, что заполнение карбонатного коллектора нефтью произошло после всех его основных минеральных и структурных преобразований [9] и, следовательно, имеет наиболее поздний возраст.

О молодом возрасте формирования свидетельствуют гидрогеологические условия существования залежей УВ. Для многих из них, связанных с породами триаса и палеозоя, характерны гидрохимические и гидродинамические аномалии, представляющие собой короткоживущие процессы. Так, на месторождениях Северо-Ракушечное, Южный Жетыбай, Тасбулат и других зафиксированы гидродинамические аномалии, проявляющиеся в превышении пластовых давлений над нормальным гидростатическим. Отношение пластового давления к нормальному гидростатическому (коэффициент негидростатичности) составляет, по данным В. В. Ларичева, 1,12—1,34. Такие значения коэффициента негидростатичности характеризуют пластовые давления как аномально высокие. Не рассматривая здесь причины возникновения АВПД, отметим, что важной их особенностью является недолговечность. Об этом свидетельствуют расчеты В. Ф. Линецкого (1965 г.), П. Н. Кропоткина, Б. М. Валаева (1965 г.), А. Е. Гуревича (1969 г.) и других, показывающие, что факторы, обусловившие АВПД, начали действовать сравнительно недавно. Учитывая кратковременность существования АВПД и генетическую их связь с углеводородными скоплениями, можно говорить о молодом возрасте формирования залежей нефти и газа.

Последний вывод подтверждается расчетами продолжительности снижения аномально высокого (избыточного) давления в ловушке за счет фильтрации жидкости через глинистую покрывку (методика В. Ф. Линецкого) и времени уменьшения избыточного давления в газовой залежи за счет диффузии газа (методика П. Н. Кропоткина, Б. М. Валаева).

Расчет времени, необходимого для снижения аномального давления до начального пластового, выполнен для залежи горизонта Ю₁ месторождения Каражанбас, находящейся на глубине 300 м при мощности перекрывающих глин нижнего альба 30—45 м (средняя 40 м), начальном (аномальном) давлении в залежи $p_{ан}$ 7,0 МПа, равном геостатическому $p_г$, и коэффициенте фильтрации глин $0,6 \cdot 10^{-10}$ см/с*. Формула расчета:

$$T = \frac{h}{k} \ln \frac{p_{ан} - p_г}{p_г - p_г},$$

где $p_г$ — текущее пластовое давление в залежи (в расчете принято 4,0 МПа); $p_г$ — гидростатический напор (3,0 МПа). Найдем, за какое время избыточное давление $p_{ан} - p_г$ в 4,0 МПа снизится до 0,6 МПа, что составляет 15 % первоначального значения:

$$T = \frac{40 \cdot 10^2}{0,6 \cdot 10^{-10}} \ln \frac{7 - 3}{4,6 - 3} \cdot \frac{1}{86 \cdot 400 \cdot 366} = 2 \, 000 \, 000 \text{ лет.}$$

Таким образом, время снижения избыточного давления от его максимального значения до величины текущего пластового давления для залежи Ю₁ месторождения Каражанбас не превышает 2 млн. лет при существующих условиях экранирования.

Проведен аналогичный расчет для газовой залежи Ю₁₁ месторождения Тенге, давление в которой снижается только за счет диффузии. Формула расчета:

$$T = \frac{h}{D_1 \beta} \ln \frac{p_{ан} - p_г}{p_г - p_г},$$

где D_1 — коэффициент диффузии газа; β — коэффициент растворимости газа. Исходные данные: $h = 325$ м; $p_{ан} = 35,0$ МПа; $p_г = 15,0$ МПа; $p_г = 17,7$ МПа; $D_1 = 3,95 \cdot 10^{-6}$ см²/с; $\beta = 1,83 \cdot 10^{-2}$ (значения D_1 и β заимствованы из работ В. А. Соколова, 1956 г.; экспериментальные данные П. Л. Антонова). Подставив значения в формулу, найдем

* Коэффициент фильтрации глин определен опытным путем при опробовании многослойной водоносной толщи альбского яруса Каражанбасского месторождения подземных вод (В. В. Ларичев, 1983 г.).

время, за которое избыточное давление 20,0 МПа снизилось до 2,7 МПа:

$$T = \frac{325 \cdot 10^2}{3,95 \cdot 10^{-6} \cdot 1,83 \cdot 10^{-2}} \ln \frac{35,0 - 15,0}{17,7 - 15,0} \times \frac{1}{86 \cdot 400 \cdot 366} = 30 \, 700 \text{ лет.}$$

Таким образом, избыточное давление в газовой залежи горизонта Ю₁₁ месторождения Тенге снизилось до 13,5 % своего первоначального значения (до текущего давления) всего за 30 700 лет при мощности экранирующей покрывки 325 м. Есть основания допустить, что мы несколько преувеличили время снижения избыточного давления до текущего за счет занижения масштабов диффузии газа, поскольку принимали значения коэффициентов D_1 и β по экспериментальным данным на небольших образцах. Как известно, для массивных глинистых пластов в связи с их неоднородностью коэффициент D_1 гораздо выше.

Полученные результаты расчетов конечного времени формирования залежей УВ Южного Мангышлака и Бузачей подтверждают основной вывод о молодом возрасте современных скоплений УВ. Сопоставимость результатов по нефтяным месторождениям свидетельствует об одновременности проявления процессов миграции УВ на Южном и Северном Мангышлаке и их синхронности тектоническому режиму развития региона. Исключительно молодой возраст газоконденсатного месторождения Тенге объясняется большей миграционной активностью газовой составляющей углеводородного потока и неблагоприятными условиями длительной сохранности газовых скоплений. Согласно расчетам по уравнениям Дарси, продолжительность формирования залежи газа в режиме АВПД соизмерима с периодом ее эксплуатации [6]. В таком представлении существование газовых залежей с коэффициентами заполнения ловушек, близкими единице, возможно только при продолжающемся формировании залежей или за счет перераспределения газа между залежами в условиях отсутствия прямых гидродинамических связей с источником поступления УВ, что отражает крайнюю стадию разрушения месторождения.

Таким образом, на Мангышлаке не подтверждается связь между временем формирования антиклинальных структур и залежей нефти и газа. Промышленная нефтегазоносность Южного Мангышлака связана с локальными структурами предъюрского и предмелового заложения (группа структур, развивавшихся в юрско-четвертичное время)*. Среди структур предъюрского заложения месторождения нефти и газа выявлены как на сквозных (Южный Жетыбай, Актас, Северо-Ракушечное, Северное Карагие и др.), так и на погребенных, прекративших развитие к началу юрского периода (Пионерская и др.). К продуктивным структурам предмелового заложения, новообразованным по юрским отложениям, относятся Узень, Жетыбай, Теньге и др. Структуры этих же типов на ряде разбуренных площадей непродуктивны (Темирбаба, Южное Аксу, Жага, Ащисор и др.). Таким образом, влияние истории развития структур на их продуктивность носит преимущественно качественный характер (стратиграфическая приуроченность базисных горизонтов) и, как было показано (А. И. Тимурзиев, 1986 г.), объясняется относительной активностью новейшего структурообразования. Связь запасов УВ с типами структур (Б. Бижанов, 1985 г.) также нельзя считать генетической. Вмещающие способности ловушек зависят только от их объемов, т. е. доля запасов УВ на Мангышлаке выше по структурам предъюрского заложения только потому, что последние обладают максимальными объемами.

Таким образом, укоренившийся вывод о том, что местоположение залежей нефти и газа подчинено палеоструктурному плану больше, чем современным гипсометрическим отметкам [3], требует пересмотра. Ориентация геологоразведочных работ на нефть и газ на основе современного структурного плана является вполне надежной и правильной [1]. Перспективы нефтегазоносности следует связывать не с временем формирования и типами структур, а с активностью их

* Здесь и ниже классификация Я. Д. Нугманова [5].

на поздних этапах тектогенеза. В нефтегазоносном отношении более перспективны неотектонически активные структуры. Последний вывод следует использовать на практике при поисках залежей нефти и газа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Закономерности размещения и поиски залежей нефти и газа в Средней Азии и Казахстане/Н. А. Крылов, Е. П. Васильев, П. В. Глушаков и др. М.: Наука, 1973.
2. К вопросу о геологическом времени формирования месторождений Среднего Поволжья/К. Б. Аширов, В. И. Данилов, Л. М. Абрамова и др.—В кн.: Время формирования залежей нефти и газа. М., 1976, с. 241—247.
3. Машкович К. А. Методы палеотектонических исследований в практике поисков нефти и газа. М.: Недра, 1976.
4. Новые нефти Казахстана и их использование. Нефти Мангышлака. Алма-Ата: Наука, 1981.
5. Нугманов Я. Д. Геологические критерии прогнозирования локальных структур в доюрских отложениях Южного Мангышлака (в связи с поисками залежей нефти и газа).—Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Л.: ВНИГРИ, 1979.
6. Овчаренко Ю. Х. Новые предпосылки к решению проблемы формирования газовых залежей.—Докл. АН СССР, 1979, т. 244, № 3, с. 15—17.
7. Подземные воды Мангышлак-Устьюртской нефтегазоносной провинции/М. С. Садыков, Б. Кукабаев, А. К. Кугешев и др. Алма-Ата: Наука, 1970.
8. Чакабаев С. Е., Воцалевский Э. С., Шаховой А. И. О времени формирования залежей нефти и газа на Мангышлаке и Устьюрте.—В кн.: Время формирования залежей нефти и газа. М., 1976, с. 203—208.
9. Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Суркова Г. И. Особенности нахождения битумов в девонских отложениях доманикового типа и нефти в карбонатных коллекторах каменноугольного возраста.—В кн.: Условия формирования пород-коллекторов и миграция нефти. М., 1976, с. 5—13.



РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

УДК 553.64(571.1/5)

В. И. БГАТОВ, Б. Г. КРАЕВСКИЙ,
Р. Г. МАТУХИН, В. Г. МАТУХИНА,
Д. К. РУСАНОВ, М. В. СУХОВЕРХОВА (СНИИГГМС)

Освоение фосфатной базы агропромышленного комплекса Сибири

В стратегии ускорения социально-экономического развития страны, разработанной XXVII съездом КПСС, важнейшее место отводится развитию агропромышленного комплекса и реализации Продовольственной программы СССР. Основными направлениями экономического и социального развития СССР на 1986—1990 годы и на период до 2000 года предусматриваются дальнейшая химизация сельского хозяйства, расширение применения органических и минеральных удобрений, эффективное использование местных ресурсов. В связи с этим перед геологической службой встает задача ускорения темпов обеспечения промышленности минеральных удобрений надежной сырьевой базой.

Для сибирского региона вопросы обеспечения удобрениями, прежде все-

го фосфорными, стоят особенно остро. Улучшение плодородия пахотных земель этой обширной территории и предотвращение их дальнейшего истощения требуют резкого увеличения уровня внесения минеральных удобрений, доведения его до 70—75 кг действующего вещества на гектар пашни. Для этого потребуется 0,8 млн. т фосфорсодержащих удобрений (в пересчете на P_2O_5) [3].

В настоящее время эта потребность удовлетворяется за счет централизованных поставок лишь на 15—20%. В совхозах и колхозах Сибири сейчас вносится в три раза меньше удобрений, чем в среднем по РСФСР [9]. Если учесть, что около 50% прибавки урожая сельскохозяйственных культур обеспечивается за счет внесения минеральных удобрений, и прежде всего

фосфорсодержащих, то станет ясной безотлагательная необходимость организации собственного их производства в регионе.

В Сибири проделана большая работа по созданию фосфатной минерально-сырьевой базы [12], основу которой составляют разведанные по промышленным категориям запасы Селигдарского, Ошурковского и Белозиминского месторождений апатитовых руд. Подготовлены к освоению небольшие месторождения вторичных фосфоритов в Кемеровской и Иркутской областях, а также на юге Красноярского края (Белкинское, Сарминское, Сейбинское и др.). На Обладжанском месторождении начата добыча руды силами местных организаций.

Значительные ресурсы фосфатных руд, главным образом апатитов, сосредоточены на предварительно оцененных месторождениях Маймеч-Котуйской провинции—Ыраас, Ессей и Маган. Крупные ресурсы апатитовых руд, по предварительным оценкам, имеются на месторождениях Томтор и Богдо в пределах Уджинского поднятия. На Енисейском кряже в процессе предварительной разведки Татарского месторождения комплексных руд выявлены значительные ресурсы апатитов. На западе Алданского шита на трассе БАМ завершена предварительная разведка Укдусского месторождения легкообогатимых апатит-силикатных руд. Существенные запасы фосфоритов разведаны на юго-востоке Восточного Саяна в Окинском районе, где в отложениях докембрия известны Харанурское, Ухагольское и Боксонское месторождения.

Кроме того в ряде районов Сибири имеются месторождения и проявления, оцененные лишь на уровне поисковых, в отдельных случаях поисково-оценочных работ, а также многочисленные площади, где с той или иной степенью вероятности прогнозируются месторождения апатитов и фосфоритов.

Для фосфатных руд Сибири характерны низкое качество и трудная обогатимость в сочетании с неблагоприятным географо-экономическим положением месторождений и их небольшими размерами. Например, для Телекского (карстовые руды) и Белкинско-го (микрозернистые руды) месторож-

дений фосфоритов, которые более 20 лет числятся в Государственном балансе запасов, до сих пор не выработаны рациональные схемы обогащения руд для получения концентрата или прямой переработки в товарный продукт. В то же время апатитовые руды Маймеч-Котуйской провинции обнаруживают удовлетворительную обогатимость, однако в связи с географическим положением района освоение известных здесь месторождений по крайней мере до 2000 г. экономически нецелесообразно.

Все это приводит к тому, что почти все открытые месторождения при предварительных расчетах не выходят на экономически приемлемые показатели освоения.

В Основных направлениях экономического и социального развития СССР на 1986—1990 годы и на период до 2000 года намечено на базе Селигдарского месторождения начать строительство апатитового завода. Это предприятие станет крупнейшим поставщиком фосфорных удобрений на востоке страны, однако рассчитывать на поступление продукции с него можно за пределами 2000 г. Вопрос об эксплуатации Ошурковского месторождения апатита, практически готового к освоению, в настоящее время не рассматривается по экологическим соображениям.

Необходимость выполнения заданий Продовольственной программы по поднятию урожайности требует принятия самых решительных мер для увеличения доз внесения фосфатных удобрений в почву. В этой ситуации единственным путем частичного покрытия существующих потребностей в фосфоре представляется использование остаточно-инфильтрационных фосфоритов мелких месторождений юга Сибири, находящихся вблизи районов интенсивного землепользования и пригодных для переработки на фосфоритную муку. Другим важным источником подвижных форм фосфора являются болотные фосфаты, значительные ресурсы которых установлены в торфяных залежах юга Западной Сибири [9, 11].

Вопрос об освоении мелких месторождений, сложенных остаточно-инфильтрационными (карстовыми) фос-

Таблица 1
Расчет средней прибавки урожая пшеницы на 1 га при внесении неактивированной и активированной фосфоритной муки [2, 5]

Месторождение	Вид фосфоритной муки	Содержание P_2O_5 , %		Количество внесенной муки кг	Прибавка урожая, кг		
		общей	лимоннорастворимой		на внесенную дозу	на 1 т фосфоритной муки	на 1 т P_2O_5
Обладжанское	Неактивированная	22,7	3,2	1870,0	375,0	200,5	883,5
	Активированная	24,3	10,2	5,88,0	420,0	714,3	2939,5
Сейбинское	Неактивированная	22,8	7,5	646,7	390,0	603,1	2645,2
	Активированная	25,6	14,3	420,0	430,0	1023,8	4000,0
Телекское	"	19,1	5,8	782,9	564,3	720,8	3774,0
Сарминское	Неактивированная	20,0	8,2	550,0	250,0	454,6	2273,0
Белкинское	"	21,0	8,4	1112,5	585,5	526,5	2507,0
Суперфосфат		20	—	1000	520	520	2600

фосфоритами, поднимался неоднократно. С отраслевых позиций эксплуатация возможных на их основе предприятий по переработке фосфоритов признавалась нерентабельной. Однако при оценке этих объектов с народнохозяйственных позиций (с учетом стоимости получаемой прибавки урожая сельскохозяйственных культур) картина получается иной.

Использование руды этих месторождений возможно лишь в виде фосфоритной муки, пригодной для кислых почв. Однако это не уменьшает значения подобных удобрений для Сибири, поскольку кислые почвы здесь широко развиты. Кроме того, данные Института химии твердого тела и переработки минерального сырья СО АН СССР по механической активации природных фосфатов показывают, что применение этого метода делает возможным использование фосфоритной муки из руды почти всех месторождений практически на всех видах почв. Результаты многочисленных полевых опытов по агрохимическому применению простой и активированной муки на полях Сибири [2, 5, 7], проведенных для различных типов почв в Красноярском крае, Омской и Кемеровской областях, показывают, что фосфоритная мука, как простая, так и активированная, в большинстве случаев не уступает по агрохимической эффективности стандартному суперфосфату (табл. 1).

Для того чтобы оценить целесообразность освоения мелких месторож-

дений фосфатных руд, были выполнены ориентировочные расчеты по экономике их разработки (табл. 2). В расчет включены месторождения Белкинское, Сарминское, Обладжанское, Сейбинское и Телекское. Руды первых трех месторождений по содержанию P_2O_5 практически соответствуют сырью для производства фосфоритной муки. Сейбинские и телекские фосфориты обладают меньшим средним содержанием P_2O_5 , чем необходимо для стандартной фосфоритной муки. Однако имеются другие пути использования этих руд. Так, высокую эффективность обнаруживают комплексные органо-минеральные удобрения, полученные в Красноярском институте цветных металлов при перемешивании молотых фосфоритов указанных месторождений с отходами гидролизного производства (лигнином) в соотношении 1:1. Это удобрение прошло испытание на полях Красноярского края и дало прибавку урожая пшеницы до 3,4 ц/га. Значительный агрохимический эффект показали телекские и сейбинские фосфориты, подвергшиеся механоактивации.

По нашим оценкам, суммарные капитальные затраты на строительство рудников, железнодорожных веток, соединяющих месторождения с транспортной сетью и т. д., составляют 200 млн. руб. Эти средства значительно меньше затрат по другим возможным альтернативным направлениям обеспечения сельского хозяйства Сибири фосфорсодержащими удобрениями.

Таблица 2
Экономическая эффективность освоения месторождений вторичных фосфоритов юга Сибири

Показатели	Месторождения					Итого
	Белкинское	Сейбинское	Обладжанское	Телекское	Сарминское	
Запасы руды, принятые для расчета, млн. т	24,8	6,9	2	158,8	3	195,5
То же, в P_2O_5 , тыс. т	5 084	959	510	22 391	576	29 520
Содержание P_2O_5 в руде, %	20,5	13,9	25,5	14,1	19,2	—
То же, в удобрении, %	20	13,5	23	13,5	18,2	—
Однородная производительность предприятия, тыс. т:						
по удобрению в натуральном выражении	950	190	190	1 500	190	3 020
по P_2O_5	190	25,7	43,7	202,5	34,6	496,5
Срок окупаемости запасов, лет	23	30	10	50	15	—
Сумма текущих затрат, тыс. руб.	33 715	7 452	7 478	57 444	6 962	113 051
Сумма капитальных вложений, тыс. руб.	71 438	11 268	12 675	92 644	20 350	208 375
Средняя норма внесения удобрения на 1 га пшеницы из расчета 60 кг лимоннорастворимого P_2O_5 , кг	714	800	1 875	1 035	730	—
Площадь, тыс. га	1 330	238	101	1 450	260	3 379
Дельная прибавка урожая зерна пшеницы при внесении 1 т удобрения, кг/га	501	540	676	509	414	—
Суммарная прибавка урожая на годовой объем производства удобрения, тыс. т	476	102,4	128,4	764	78,7	1 549,5
Стоимость прибавки урожая, тыс. руб.	63 308	13 619	17 077	101 612	10 467	206 083
Однородный экономический эффект, тыс. руб.	29 593	6 167	9 599	44 168	3 505	93 032
Срок окупаемости капитальных вложений, лет	2,4	1,8	1,3	2,1	5,8	—
Рентабельность, %	41,0	54,7	75,7	47,7	17,2	—
Суммарный дисконтированный экономический эффект за весь срок окупаемости запасов, млн. руб.	305,6	59,4	55,1	696	30	1 146,1

и. Основные преимущества освоения мелких месторождений юга Сибири — их близость от существующих путей сообщения, сельскохозяйственных угодий, а главное — возможность ускоренного их вовлечения в использование. Расчеты показали, что суммарная прибавка производства сельскохозяйственных культур (в зерновых эквивалентах) за счет применения фосфоритной муки может составить более 1,5 млн. т, или в действующих закупочных ценах более 200 млн. руб. в год. Сравнение затрат и дохода показывают, что последний значительно больше, а срок окупаемости капитальных вложений не превышает двух лет, что значительно ниже нормы.

В последние годы на юге Западной Сибири в зоне интенсивного земле-

пользования и примыкающих к ней территориях выявлены значительные ресурсы низинных высокозольных торфов с вивианитом. Природная смесь торфа и вивианита в различных соотношениях дает торфовививианиты (2,5—15,0 % P_2O_5) и вивианитовые торфы (0,5—2,5 % P_2O_5), чаще называемые болотными фосфатами. Установлено более 40 проявлений и месторождений торфовививианитов и вивианитовых торфов, запасы и прогнозные ресурсы которых составляют более 350 млн. т (табл. 3), имеется реальная основа для их увеличения.

Как показали исследования [1, 4], болотные фосфаты являются высокоэффективными фосфорными удобрениями, повышающими уровень фосфатного питания растений в течение

Таблица
Запасы и ресурсы торфовививианитов и вивианитовых торфов Западной Сибири, тыс. т

Область, край	Разведанные запасы (при 40% влажности)	Прогнозные ресурсы
Новосибирская	Кат. А 2 966, С ₂ 9 040	24 970
Омская	Кат. В + С ₁ 250, С ₁ + С ₂ 527	23 700
Тюменская	—	217 635
Томская	Кат. А 606, С ₂ 45	42 800
Кемеровская	—	17 112
Алтайский	Кат. С ₂ 8 880	18 000
Итого	22 314	328 017

ряда лет. Они оказывают положительное действие на азотный режим, повышают количество минеральных форм азота в результате аммонификации и нитрификации органических соединений торфа. При внесении торфовививианита почва получает заправку фосфором, действие которого проявляется в течение нескольких лет [8, 11]. Продукты, выращенные при использовании болотных фосфатов, характеризуются повышенным количеством белка.

Торфовививианиты и вивианитовые торфы можно с успехом применять в качестве фосфорного удобрения под все основные культуры на всех типах почв Западной Сибири (подзолы, выщелоченные черноземы и др.). Эффективно действуют также компосты и смеси, приготовленные с использованием торфовививианитов и вивианитовых торфов.

Следует отметить, что использование торфовививианитов ограничено необходимостью перевозок значительных объемов торфяной массы. Однако, учитывая, что торфяные болота располагаются практически в пределах или в непосредственной близости от районов сельскохозяйственного производства, использование болотных фосфатов в качестве удобрений достаточно выгодно. Например, при освоении только пяти месторождений возможна добыча ежегодно 600 тыс. т торфовививианитов и вивианитовых торфов. Использование их позволит ежегодно дополнительно получить около 60 тыс. т картофеля и 20 тыс. т зерна. Капитальные вложения потребуются в сумме не более 14 млн. руб. и могут окупиться за пять лет. Годовая прибыль

составит около 3 млн. руб. В настоящее время освоение уже разведанных месторождений болотных фосфатов начинается в Новосибирской области. При экономической оценке месторождений фосфоритов и торфовививианитов юга Западной Сибири следует учитывать такие важные их качества, как постепенная и высокая усвояемость питательных веществ и положительное влияние на структуру почвы. Качество продуктов.

Использование местного фосфатного сырья Сибири является единственным экономически приемлемым вариантом на ближайшее время, поэтому необходимо сосредоточить усилия на освоении названных регионов весьма малой вероятностью обнаружения крупных объектов с рудами, существенно превосходящими по качеству известные здесь фосфориты. Однако не исключается вероятность обнаружения в Алтайском бассейне, главным образом в Горношорском и Кузнецко-Алатауском районах, новых залежей, аналогичных по размерам и характеру руд СССР и других заинтересованных стран. Минудобрений СССР, Госагропрома СССР и других заинтересованных организаций на решении вопросов, связанных с вводом в эксплуатацию месторождений вторичных фосфоритовых свит [10], которая ранее принята за основной продуктивный горизонт. Таким образом, потенциальное освоение местных агроруд может проводиться без применения рассматриваемой ханоактивации. На втором этапе освоения фосфоритной территории нельзя считать истощенными. Проблемой остаются низкое качество руд и возможность их обогащения.

Алданская апатитоносная провинция и Енисейский кряж относятся к перспективным, но еще слабо изученным. В пределах первой из них обнаружены запасы указанных видов руд. В пределах второй из них обнаружены карстовые фосфориты на расширение рудной базы Селенского месторождения. Южнее Селенского месторождения, в Хардагасском синклинали выявлены перспективные участки кряжа, хр. Арга), которые были оценены как перспективные еще в середине 70-х годов. Одновременно надо предусмотреть для установления поисковые работы на болотных торфяных залежах.

фосфаты в Омской, Томской, Кемеровской областях и Алтайском крае. В то же время полное обеспечение фосфором полей Сибири и создание долговременной минерально-сырьевой базы промышленности фосфорсодержащих удобрений невозможно без освоения крупных месторождений и строительства на их основе значительных по мощности горнодобывающих и перерабатывающих предприятий. В настоящее время в регионе намечен к освоению единственный объект — Селигдарское месторождение.

Результаты прогнозно-минерогенетических исследований, проведенных в Сибири, позволяют выделить три региона, в которых имеется сочетание наиболее благоприятных геологических и экономико-географических факторов: Алтай-Саянский фосфоритоносный бассейн, Алданская апатитоносная провинция и Енисейский кряж. В первом из названных регионов весьма мала вероятность обнаружения крупных объектов с рудами, существенно превосходящими по качеству известные здесь фосфориты. Однако не исключается вероятность обнаружения в Алтайском бассейне, главным образом в Горношорском и Кузнецко-Алатауском районах, новых залежей, аналогичных по размерам и характеру руд СССР и других заинтересованных стран. Минудобрений СССР, Госагропрома СССР и других заинтересованных организаций на решении вопросов, связанных с вводом в эксплуатацию месторождений вторичных фосфоритовых свит [10], которая ранее принята за основной продуктивный горизонт. Таким образом, потенциальное освоение местных агроруд может проводиться без применения рассматриваемой ханоактивации. На втором этапе освоения фосфоритной территории нельзя считать истощенными. Проблемой остаются низкое качество руд и возможность их обогащения.

Алданская апатитоносная провинция и Енисейский кряж относятся к перспективным, но еще слабо изученным. В пределах первой из них обнаружены запасы указанных видов руд. В пределах второй из них обнаружены карстовые фосфориты на расширение рудной базы Селенского месторождения. Южнее Селенского месторождения, в Хардагасском синклинали выявлены перспективные участки кряжа, хр. Арга), которые были оценены как перспективные еще в середине 70-х годов. Одновременно надо предусмотреть для установления поисковые работы на болотных торфяных залежах.

Центральноалданского блока. В последние годы на юге провинции, в Мелемкенском районе, вблизи трассы БАМ обнаружены апатит-фосфоритовые руды формации коры выветривания, здесь возможно открытие месторождения средних размеров. Выявление залежей гипергенных фосфатных руд в Алданской провинции вызывает необходимость организации поисковых работ. Кроме того, имеются определенные перспективы обнаружения апатитовых руд укдусского типа в Ханинско-Олёмкинском районе.

Енисейский кряж привлекает внимание не только как площадь, где известно перспективное апатитовое оруденение, но и как район, где прогнозируются месторождения фосфоритов [6]. Весьма интересный апатитоносный объект выявлен также к востоку от Енисейского кряжа, на Чадобецком поднятии, где начаты поисковые работы.

Перечисленные регионы обладают существенными перспективами и заслуживают дальнейшего изучения. В то же время на указанных площадях не предполагается пока открытия месторождений, которые могли бы радикально изменить сложившуюся сырьевую ситуацию.

Таким образом, в ближайшей перспективе частичное решение фосфатной проблемы в Сибири можно связывать с использованием местных агроруд, а в дальнейшем с разработкой Селигдарского месторождения. В более отдаленной перспективе возможно освоение и других крупных месторождений при изменении их экономического положения за счет комплексного освоения сырьевых ресурсов тех или иных районов. Не исключено также обнаружение новых крупных источников фосфатного сырья в пределах территорий, благоприятных в экономическом отношении. Коренного же перелома в состоянии фосфатной базы Сибири можно ожидать после создания новых эффективных схем обогащения и переработки фосфатных руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антипова Л. П., Пашкович Н. К. Эффективность применения торфовививианита Минзелинско-Уминского месторождения. — В кн.: Торфовививианиты Западной Сибири. Новосибирск, 1986, с. 87—93.

2. Выручек А. А., Кильби И. Я., Танделов Ю. П. Эффективность фосфоритной муки на почвах лесостепей и подтаежной зоны Красноярского края. — Науч.-техн. бюл. СО ВАСХНИЛ, 1982, № 6—7, с. 3—14.
3. Гамзиков Г. П., Жуков Г. А., Южаков А. И. Потребность сельского хозяйства Сибири в минеральных удобрениях. — В кн.: Проблемы агрохимического сырья Западной Сибири. Новосибирск, с. 16—19.
4. Гамзиков Г. П., Мармулев А. Н. Влияние торфовивинанита на агрохимические свойства почвы и урожай сельскохозяйственных культур. — В кн.: Торфовивинаниты Западной Сибири. Новосибирск, 1986, с. 81—87.
5. Изучение свойств механически активированных сибирских фосфоритов с целью использования их в качестве удобрений / В. В. Болдырев, М. В. Чайкина, А. С. Колосов и др. — Науч.-техн. бюл. СО ВАСХНИЛ, 1982, № 6—7, с. 19—30.
6. Мкртычян А. К., Владимиров А. И. Перспективы фосфоритности Ангаро-Питского синклинория на Енисейском кряже. — Геология и геофизика, 1984, № 8, с. 118—122.

УДК 553.411.07.08 : 553.54(575.1)

П. Г. КУЧЕРЕВСКИЙ, К. М. МИНЬКИН (ЦНИГРИ)

Геологические особенности золото-сульфидных месторождений в сланцевых комплексах

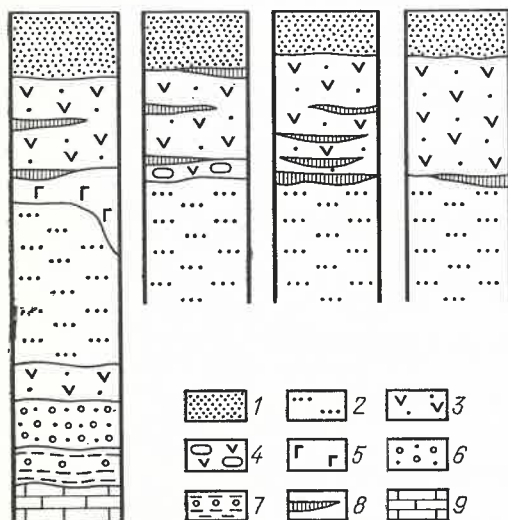


Рис. 1. Локализация линзовидно-пластовых тел золото-сульфидных месторождений

Породы: 1 — терригенные; 2 — терригенно-флишидные; 3 — вулканомиктовые; 4 — подушечные лавы базальтового состава; 5 — субвулканические тела габбро-диабазов; 6 — грубообломочные, грубослоистые (состав обломков смешанный); 7 — углеродисто-карбонатные тонкослоистые с линзами гравелитов и конгломератов; 8 — линзовидно-пластовые тела; 9 — известняки

Проведенные нами в последние годы исследования по изучению особенно-

7. Науменко И. В., Янец Е. Д. Действие активированных фосфатов на почвах черноземной зоны Омской области. — Науч.-техн. бюл. СО ВАСХНИЛ, 1982, № 6—7, с. 31—37.
8. Обзор минерально-сырьевых ресурсов минерального агрохимического сырья Западной Сибири / В. И. Бгатов, В. А. Богданов, И. П. Васильев и др. — В кн.: Проблемы агрохимического сырья Западной Сибири. Новосибирск, 1985, с. 5—16.
9. Оценка перспектив Западной Сибири торфовивинанитов и вивинанитовых торфов / В. И. Бгатов, В. Г. Матухина, Т. Р. Горьева и др. — В кн.: Проблемы агрохимического сырья Западной Сибири. Новосибирск, 1985, с. 28—35.
10. Сивов В. А., Карева Г. А., Климова Г. Перспективы Горно-Шорского фосфоритного бассейна. — Разведка и охрана недр, 1984, № 2, с. 16—21.
11. Торфовивинаниты Западной Сибири / ред. В. И. Бгатов, Новосибирск: Наука, 1986.
12. Фосфориты и апатиты Сибири / отв. ред. В. П. Казаринов, Н. А. Красильникова. — Новосибирск: Наука, 1980.

стей положения и строения золото-сульфидных руд в сланцевых комплексах позволили по-новому подойти к оценке условий их локализации. Анализ этих особенностей может иметь значение при разработке критериев прогноза и поисков руд рассматриваемого типа.

Существующие представления о происхождении золото-сульфидных руд в сланцевых комплексах [1—6] можно определить двумя точками зрения. Первая связывает образование руд с последующим перераспределением веществ в процессе метаморфизма и гидротермально-метасоматическими (постинтрузивными) гидротермальными процессами. Вторая отводит ведущую роль процессам осадочного накопления металлов (экструзивных) тел. В верхах разреза пачки широко развиты разнозернистые тонко- и грубослоистые вулканомиктовые отложения. Вскрытая мощность пачки (по данным бурения) 300—400 м.

По полученным нами данным разрез рудовмещающих отложений имеет следующее строение (рис. 1). В основании залегают серые известняки ниж-

небона. К нижним же частям стратиграфического разреза относятся тонкослоистые углеродисто-карбонатные отложения, включающие прослои и прослоечки известковистых песчаников, графитов и конгломератов. Вышележащие толщи, составляющие основной разрез, расчленены нами следующим образом (от основания к вер-

ху по разрезу) к тонкослоистым, мелко- и мелкообломочным. Состав обломков смешанный (преобладают обломки известняков, песчаников, разнородных базальтов, ультрабазитов). Мощность пачки изменчива, от первых метров до 50 м и больше.

2. Вулканогенно-осадочные породы. В разрезе осадочного материала в составе отложений растут к верхам разреза. В разрезе преобладают тонко- и мелкозернистые полиминеральные песчаники, алевролиты, алевропелиты. В верху по разрезу растет примесь вулканогенно-осадочного материала.

3. Терригенно-флишидные отложения. В разрезе преобладают тонко- и мелкозернистые полиминеральные песчаники, алевролиты, алевропелиты. В верху по разрезу растет примесь вулканогенно-осадочного материала.

4. Вулканогенно-вулканомиктовые породы. В основании пачки наблюдаются шарово-подушечные и агломератные лавы базальтового состава, гиаокластиты. В сочетании с лаво-клатитными нередко тела массивных и исходными золото-сульфидными рудами.

В основании пачки наблюдаются шарово-подушечные и агломератные лавы базальтового состава, гиаокластиты. В сочетании с лаво-клатитными нередко тела массивных и исходными золото-сульфидными рудами.

5. Терригенные отложения. Преимущественно разнозернистые полимикто-

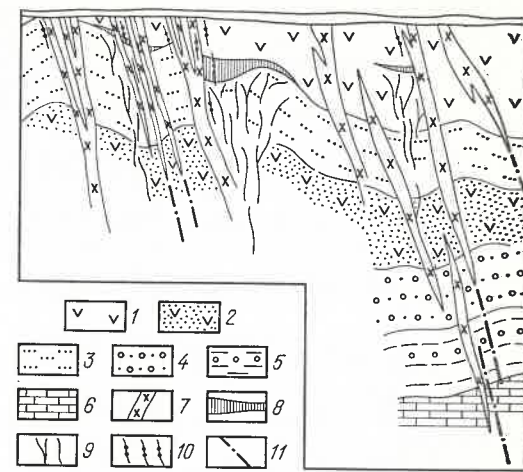


Рис. 2. Схематический геологический разрез одного из золото-сульфидных месторождений

Породы: 1 — вулканогенно-вулканомиктовые; 2 — вулканогенно-осадочные; 3 — терригенно-флишидные; 4 — грубообломочные, грубослоистые (состав обломков смешанный); 5 — углеродисто-карбонатные тонкослоистые с линзами гравелитов и конгломератов; 6 — известняки; 7 — дайковые тела диоритового состава; 8 — линзовидно-пластовые тела; 9 — прожилковое и прожилково-штоковое оруденение, связанное с линзовидно-пластовыми телами постепенными переходами; 10 — прожилково-брекчиевое и прожилково-полосульфидное оруденение в крутопадающих секущих зонах метасоматических преобразований; 11 — разрывные нарушения.

вые песчаники, иногда с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов. Вскрытая мощность около 80 м.

Полученные нами данные свидетельствуют о многообразии структурно-морфологических форм проявления золото-сульфидного оруденения (рис. 2). К ведущим структурно-морфологическим типам относятся: 1) линзовидные и линзовидно-пластовые тела прожилково-вкрапленного пиритового и арсенипирит-пиритового оруденения, залегающие согласно с вмещающими вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями; 2) агрегаты вкрапленного и прожилково-штоковидного золото-сульфидного оруденения в крутопадающих апофизах со стороны лежачего бока линзовидно-пластовых рудных тел, связанных с ними постепенными переходами; 3) крутопадающие секущие зоны метасоматически преобразованных пород (карбонатизация, окварцевание, серицитизация и др.), включающие прожилковое и прожилково-брекчиевое полисульфидное с золотом оруденение.

Линзовидно-пластовые тела золото-сульфидных руд сложены преимущественно сгустково-вкрапленными агре-

гатами существенно пиритового и арсенопирит-пиритового состава. Пирит относится к наиболее распространенным минералам руд, образующим множество разновидностей. В его агрегатах сохраняются реликты метаколлоидных структур (глобули и их скопления с размером отдельных индивидов не более 0,08 мм; агрегаты сферической формы размером до 0,8—1,0 мм, состоящие из последовательно сменяющих друг друга зон разнотекстурного пирита; ажурные каркасные агрегаты разнообразных форм и размеров, состоящие из тесно срастающихся скоплений тонкозернистого пирита), что позволяет считать их первичными. При перекристаллизации (в экзоконтактовых областях диоритовых даек) пирит укрупняется, теряет реликтовые формы, катаклазируется, активно замещается игольчатым арсенопиритом, иногда пирротинном и магнетитом. В некоторых вновь образованных обособлениях выявляется ломаная полигональная зональность, возможно, наследующая зональность метаколлоидных обособлений. Во внутренних частях таких обособлений пирита сохраняются радиальные сростки тонких зерен. Агрегаты перекристаллизованного пирита нередко включают обособления (до 0,08 мм) свободного золота, халькопирита, сфалерита, пирротина, иногда блеклых руд.

К ведущим рудным минералам линзовидно-пластовых рудных тел, характеризующимся, так же как пирит, разнообразными формами выделений и их скоплениями, относится арсенопирит. Обычно арсенопирит образует идиоморфные мельчайшие кристаллы (от первых тысячных долей миллиметра до 0,2 мм) удлиненно-призматической, ромбической, реже прямоугольной форм. Нередко наблюдались скопления мельчайших кристаллов, имеющие форму комков, глобулиевидных стяжений изометричной или вытянутой (1:2, 1:3) форм. Размер их, как правило, не превышает первых десятых долей миллиметра. Такие скопления, скорее всего, являются реликтами сгустков первичного колломорфного вещества. Радиальные сростки и бесформенные скопления мельчайших зерен арсенопирита облекают комковатые обособления пирита. В участках наиболее силь-

ной перекристаллизации (контакты с вмещающими породами) укрупненные кристаллы арсенопирита корродируют порфиобласты пирита, заполняют в нем трещинки каклаза. По границам сросшихся идиоморфных зерен пирита и арсенопирита нередко встречаются уплощенные выделения (до 0,01 мм) самородного золота, пирротина, халькопирита.

Такие минералы руд, как сфалерит, пирротин, халькопирит, блеклые руды и самородное золото, не наблюдаются в сочетании с реликтовыми обособлениями метаколлоидных агрегатов. Ассоциации с перекристаллизованными и переотложенными генерациями сульфидов и обычная приуроченность наиболее перекристаллизованным участкам руд может указывать на то, что они образованы в процессе очистительной (собирающей) перекристаллизации ранее возникших сульфидных агрегатов.

Инструментальным нейтронно-активационным методом пириты линзовидно-пластовых рудных тел были исследованы на содержание примесей золота, мышьяка, сурьмы и кобальта (табл. 1). На фоне общих колебаний концентраций наблюдается уменьшение содержания золота, мышьяка, сурьмы и кобальта в пиритах фланговых частей (по латерали) линзовидно-пластовых рудных тел. В этих же направлениях отмечалось падение концентрации сульфидов в рудах и содержания в них арсенопирита.

Детальное изучение условий залегания линзовидно-пластовых рудных тел различных уровней в разрезах вулканогенно-вулканомиктовых отложений показало, что они являются компонентами вулканогенно-вулканомиктового разреза, локализуются преимущественно среди наиболее тонкообломочных составляющих (вулканомиктовых алевритов и алевритовых пелитов), залегают согласно с ними. В разрезе вулканогенно-вулканомиктового разреза, локализованного в вулканогенно-вулканомиктовой серии (согласно терминологической комиссии петрографического комитета АН СССР) и отличаются пониженной глиноземистостью, высокой титанистостью, умеренной и пониженной железистостью при значительном преобладании закисного железа над окисным железом, умеренной глиноземистостью, пониженной щелочностью при преобладании натрия над калием (табл. 2). По ряду петрохимических особенностей (по содержанию кремнезема, титанистости, глиноземистости, щелочно-

Результаты анализа ИНА-методом монофракций пирита линзовидно-пластовых рудных тел золото-сульфидных месторождений

№ п/п	Аи, усл. ед.	As, %	Sb, г/т	Co, г/т
1	389	1,92	249,2	173,5
2	320	2,18	56,5	177,7
3	297	2,07	69,8	115,5
4	747	3,07	109,9	161,5
5	190	1,84	80,7	68,0
6	85	2,65	82,6	90,5
7	343	4,62	131,8	129,2
8	153	3,77	215,8	100,4
9	426	3,22	142,8	60,8
10	931	5,48	117,4	225,4
11	106	3,18	120,0	48,6
12	204	4,41	122,1	81,0
13	105	1,00	71,5	159,2
14	37	1,69	96,9	90,9
15	64	1,87	55,1	30,0

Примечание. 1—12 — из внутренних частей линзовидно-пластовых рудных тел; 13—15 — из выклинивающихся (по латерали) флангов.

Реконструируя первичное пологое залегание рудовмещающих пород (рис. 3), можно видеть, что на время формирования вулканокластических отложений, очевидно, ко времени накопления стратиформного золото-сульфидного оруденения, здесь существовали локальные депрессионные структуры, возникавшие неоднократно в процессе литогенеза. С более поздними наложенными тектоническими деформациями нередко связана существенная перестройка морфологии рудных тел.

Обращает на себя внимание ассоциация золото-сульфидных руд линзовидно-пластовых рудных тел с субвулканическими (экструзивными) телами базальтами основного состава (см. рис. 1). Эти вулканы относятся к базальтам калиево-натриевой серии (согласно терминологической комиссии петрографического комитета АН СССР) и отличаются пониженной глиноземистостью, высокой титанистостью, умеренной и пониженной железистостью при значительном преобладании закисного железа над окисным железом, умеренной глиноземистостью, пониженной щелочностью при преобладании натрия над калием (табл. 2). По ряду петрохимических особенностей (по содержанию кремнезема, титанистости, глиноземистости, щелочно-

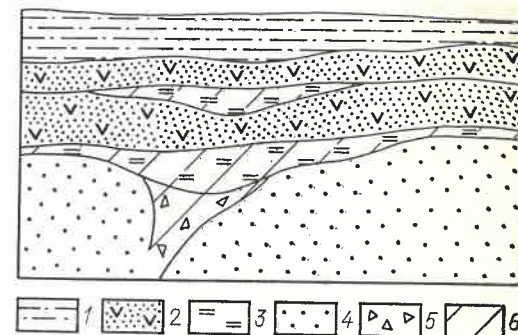


Рис. 3. Палеорекострукция одного из золоторудных месторождений

1 — переслаивание разнотекстурных вулканомиктовых песчаников; 2 — грубозернистые вулканомиктовые песчаники; 3 — вулканомиктовые алевриты и алевритопелиты; 4 — полиминеральные грубозернистые песчаники; 5 — взрывные брекчи; 6 — прожилково-вкрапленное золото-сульфидное оруденение

сти) рассматриваемые базальтоиды близки к основным вулканическим базальтовым комплексам окраинно-континентальных формаций зон орогенной активизации, отчасти базальтам дифференцированных формаций областей окраинных палеобассейнов с развитием терригенного и карбонатного флиша (табл. 3).

Агрегаты вкрапленного и прожилково-штокверкового золото-сульфидного оруденения в крутопадающих апофизах со стороны лежащего бока линзовидных тел, связанные с ними постепенными переходами (см. рис. 2), оче-

Таблица 3

Состав вулканитов рудовмещающей вулканогенно-вулканомиктовой толщи, %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	45,9	2,4	13,7	1,3	8,9	6,6	8,1	3,6	1,6
2	50,2	2,4	15,0	1,4	8,0	4,5	5,0	4,4	1,3
3	47,5	2,5	16,6	1,0	9,6	5,1	3,2	3,6	3,3
4	47,6	2,6	15,1	0,8	9,2	6,1	5,5	5,0	1,3
5	46,1	3,1	15,2	1,8	9,1	5,4	6,3	4,4	2,1
6	43,5	1,7	12,2	2,0	9,8	9,7	8,3	2,4	1,1
7	47,5	3,1	15,5	2,2	8,9	5,8	4,4	4,8	1,3
8	46,8	2,1	12,0	1,5	9,7	9,8	10,6	2,2	0,7
9	44,3	1,9	11,8	1,8	9,6	9,7	9,6	1,5	1,2
10	44,9	2,0	12,6	1,6	9,7	8,3	7,7	2,3	1,4

Примечание. 1—из вулканокластических пород, близких гиадокластитам; 2—5—из тонкокристаллических афировых и мелкопорфировых пироксен-плагноклазовых базальтов; 6—10—из субвулканических габбро-диабазов.

Таблица 4

Состав базальтоидов зон орогенной активизации (Приморье) и окраинных палеобассейнов (Большой Кавказ), %

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	44,1	3,5	17,2	4,4	8,5	7,4	9,1	2,5	1,1
2	44,6	3,3	16,4	4,8	7,6	8,8	8,2	2,7	1,3
3	46,9	3,3	16,2	5,2	6,8	6,5	8,9	2,7	1,3
4	47,0	3,2	15,7	8,3	3,8	6,8	9,1	2,6	1,3
5	44,0	1,6	10,0	3,5	8,8	15,7	10,9	0,6	0,7
6	51,2	1,1	18,0	2,5	5,1	3,4	9,1	2,5	2,1
7	42,3	3,9	16,0	5,5	8,2	6,9	9,6	2,5	1,3
8	50,7	1,0	17,9	4,2	6,2	4,5	6,4	2,0	0,3
9	51,2	3,3	13,6	2,8	9,2	4,6	6,9	4,9	0,3
10	45,7	1,3	15,3	2,4	8,4	8,3	9,3	2,3	0,3

Примечание. 1—7—из базальтовых комплексов этапа мезозойско-кайнозойской орогенной активизации, Приморье [7]; 8—10—из субвулканических юрских тел, Кавказ.

видно, фиксируют рудоподводящие каналы). Состав руд сравнительно простой. Главными сульфидными минералами являются пирит и арсенопирит, среди жильных широко развиты кварц, карбонаты, серицит, хлорит. Изучение агрегатов разнозернистого пирита этих руд позволило выявить разнообразные формы его выделений (кубические и кубооктаэдрические кристаллы как однородного, так и тонкозонального строения, скелетные, футляровидные формы и др.). Реликтов метаколлоидных агрегатов не наблюдалось. Арсенопирит в рудах этого типа составляет до 30—40 % объема сульфидной массы. Он образует мел-

кие (до 0,2 мм) идиоморфные кристаллы, обычно собранные в тонкие просечки и прожилки. Глобулы шпат, серицит. Видных или комковатых обособлений пирита чаще всего образует идиоморфное зерно размером до 2—3 мм не наблюдалось. Ряд признаков (в среднем 0,5—1,0 мм) однородного, ментация одних сульфидных агрегатов (иногда грубозонального строения. Арсенопирит в форме идиоморфных призматических кристаллов, обычно с неоднократном поступлении минеральных сечением (размер их в зующих растворов в систему и являющихся телескопирования. В экзоконтакта дайковых тел рассматриваемых идиоморфных зерен размером до 10—ные агрегаты испытали перекристаллизацию, что привело к появлению крупных гнздовидных обособлений сложно сросшихся пирита

результаты анализа ИНА-методом монофракций пирита из зон вкрапленного прожилково-штокверкового оруденения со стороны лежащего бока линзовидно-пластовых рудных тел

№ п/п	Au, усл. ед.	As, %	Sb, г/т	Co, г/т
1	361	1,28	187,6	305,5
2	472	14,64	439,5	184,5
3	479	11,24	671,1	191,0
4	69	5,24	148,0	106,1
5	72	2,04	81,5	192,5
6	71	2,80	101,1	187,6
7	68	2,02	141,8	62,1

Примечание. 1—4—из оруденения, непосредственно приближенного к подошве рудных тел; 5—на удалении от подошвы линзовидных тел золото-сульфидного оруденения.

арсенопирита, укрупненных (до 1,5—0 мм) обособлений халькопирита, иногда пирротина.

Как видно из табл. 4, в пиритах рассматриваемых руд максимальные содержания золота концентрируются чаще в зонах, приближенных к лежащему боку линзовидно-пластовых рудных тел.

Прожилково-брекчиевое полисульфидное с золотом оруденение в крутопадающих секущих зонах гидротермально-метасоматической проработки наблюдалось в приконтактовых частях дайковых даек как в сочетании с линзовидно-пластовыми телами золото-сульфидных руд (см. рис. 2), так и на удалении от них. Ведущими рудообразующими минералами этой разновидности руд являются пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды. В виде включений в зернах пирита и арсенопирита нередко наблюдалось самородное золото. Из жильных минералов ведущими являются кварц, карбонаты, калиевый полевой шпат, серицит.

Пирит чаще всего образует идиоморфные зерна размером до 2—3 мм (в среднем 0,5—1,0 мм) однородного, иногда грубозонального строения. Арсенопирит в форме идиоморфных призматических кристаллов, обычно с неоднократном поступлении минеральных сечением (размер их в зующих растворов в систему и являющихся телескопирования. В экзоконтакта дайковых тел рассматриваемых идиоморфных зерен размером до 10—ные агрегаты испытали перекристаллизацию, что привело к появлению крупных гнздовидных обособлений сложно сросшихся пирита

пирита, пирротина, иногда блеклых руд. Халькопирит и блеклые руды наряду с включениями в сфалерите наблюдались в виде небольших (до 0,8 мм) ксеноморфных обособлений в агрегатах пирита, карбоната, кварца. Самородное золото образует мелкие (до 0,03 мм) включения в зернах пирита и арсенопирита, чаще в участках их срастания. Форма золотинок неопределенная, обычно изометричная. Наблюдавшиеся взаимосрастания рудообразующих минералов не несут признаков коррозионных взаимоотношений и скорее свидетельствуют о близости условий и времени кристаллизации.

Сравнивая концентрации элементов-примесей в пиритах рассматриваемых руд (табл. 5), можно видеть, что на фоне значительных вариаций содержания повышенными концентрациями примесей отличаются пириты минерализованных зон над кровлей или в контуре линзовидно-пластовых тел золото-сульфидных руд. Такая особенность в распределении примесей, возможно, отражает заимствование целого ряда компонентов при формировании прожилково-брекчиевых руд в зонах гидротермально-метасоматических преобразований, секущих тела стратиформного золото-сульфидного оруденения.

По сложившемуся представлению, оруденение рассматриваемого типа сформировано в связи с гидротермальными процессами, сопровождавшими внедрение дайковых тел диоритового состава. В околодайковой среде, по-видимому, возникали локальные зоны

Результаты анализа ИНА-методом модификаций пирита прожилково-брекчиевого полисульфидного с золотом оруденения в крутопадающих зонах гидротермально-метасоматических преобразований

№ п/п	Au, усл. ед.	As, %	Sb, г/т	Co, г/т
1	58	2,29	266,0	129,8
2	374	2,49	63,8	54,5
3	59	0,60	86,4	70,3
4	45	0,92	28,6	215,3
5	73	0,62	71,9	97,5
6	47	0,98	45,3	77,3
7	19	0,43	31,4	40,5
8	4	0,14	8,9	426,0

Примечание. 1—3 — из оруденения в верхних частях разреза (надрудных относительно линзовидно-пластовых рудных тел); 4—6 — из оруденения в контуре линзовидно-пластовых рудных тел; 7—8 — из оруденения со стороны подошвы линзовидно-пластовых тел золото-сульфидного оруденения (подрудные зоны).

гидротермальной деятельности, в которых могло происходить растворение и переотложение гидротермальными растворами ранее образованных золото-сульфидных руд. При очевидности метаморфизирующей и мобилизующей роли указанных процессов остается открытым вопрос о привносе ими продуктивных элементов.

Завершая рассмотрение особенностей положения и внутреннего строения золото-сульфидных рудных тел района, подчеркнем, что вся сумма приведенных выше данных свидетельствует о полигенности и длительности процесса их формирования. Для рассмотренного района влияние на рудогенез такого фактора, как вулканическая деятельность, ранее не учитывалось.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Имеющие основное промышленное значение линзовидно-пластовые тела золото-сульфидных руд локализованы в вулканогенно-вулканомиктовых отложениях и сформированы близсинхронно с образованием рудовмещающих пород. Длительность формирования золото-сульфидного оруденения рассматриваемого типа сопоставима с длительностью развития субщелочного базальтоидного вулканизма, что должно учитываться в качестве важного фактора при оценке района и разработке направления поисково-оценочных работ.

2. Современные особенности внутреннего строения месторождений золото-сульфидных руд созданы пространственным совмещением разновременно проявленных процессов перекристаллизации и перераспределения рудного вещества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдуллаев М. В., Проценко В. Ф., Василевский Б. Б. Некоторые минералогические особенности золотой минерализации в углеродистых толщах Центральных Кызылкумов. — В кн.: Актуальные вопросы геологии, минералогии и геохимии золота и серебра в Средней Азии. Ташкент, 1983, с. 127—132.
2. Бабаев К. Л. Генезис золоторудных месторождений (на примере Средней Азии). — В кн.: Актуальные вопросы геологии, минералогии и геохимии золота и серебра в Средней Азии. Ташкент, 1983, с. 11—25.
3. Бадалов С. Т. О роли вмещающих пород в качестве возможного источника золота эндогенных кварцево-золотых месторождениях. — В кн.: Минералогия, геохимия сульфидных месторождений Узбекистана. Ташкент, 1966, с. 16—22.
4. Гарьковец В. Г. О выделении кызылкумского типа сингенетично-эпигенетических месторождений. — Докл. АН СССР, 1973, с. 20, № 1, с. 154—156.
5. Гарьковец В. Г. О выделении углеродисторудной формации (на примере Южно-Тянь-Шаня). — Узб. геол. журнал, 1976, № 3, с. 12—30.
6. Проценко В. Ф., Василевский Б. Б., Харстов А. Б. К вопросу о седиментогенно-зональности отложений бесопанской свиты в Центральных Кызылкумах. Зап. отд. ВМО, 1978, вып. 31, с. 48—56.
7. Тектоника, магматизм и оруденение скандинавских систем нарушений/М. А. Фаворский, И. К. Волчанская, Е. Н. Сапожникова и др. М.: Наука, 1985.

Таблица 5 УДК 553.078 : 551.24 : 551.76 (571.56 + 571.65)

В. И. ШПИКЕРМАН (СВКНИИ ДВНЦ АН СССР)

Доорогенные месторождения в мезозоидах Северо-Востока СССР

Средняя юра — поздний мел — время, в течение которого сформировались известные промышленные коренные месторождения и основная часть россыпеобразующих объектов Северо-Востока СССР. Этот относительно короткий период (90 млн. лет) включает орогенный этап развития Верхояно-Чукотской складчатой области и этап формирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Именно с ранне- и позднеорогенными гранитоидами мезозойского вулканизма и перивулканической зоной вулканогенного пояса связаны упомянутые месторождения, на которых основывается минерально-сырьевая база региона.

Данные по Омолонскому срединному массиву свидетельствуют о наличии рудопоявлений не только позднемезозойского, но и палеозойского возраста [3, 10]. Но Омолонский массив — жесткая структура, его металлогенические особенности определяются процессами отраженной тектоно-магматической активизации, связанными с развитием соседних складчатых зон и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [10]. Рудоносность собственно геосинклинальных комплексов мезозойского Северо-Востока СССР еще мало исследована. Между тем доорогенный этап развития Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области очень длительный (более 400 млн. лет) и сложный. Он включает период формирования доверхоанского (рифей — поздний девон) и верхоянского (ранний карбон — средняя юра) геосинклинальных комплексов. В настоящей статье рассматривается вопрос о доорогенной металлогении Северо-Востока СССР, а также о доорогенных месторождениях нерудного сырья, что может иметь важное практическое значение, поскольку многие крупные рудные провинции СССР и зарубежных стран (Урал, Тянь-Шань, Рудный Алтай, Кавказ, Аппалачи и др.) базируются на доорогенных месторождениях.

Постановка вопроса о доорогенной металлогении мезозойского Северо-Востока СССР 10—15 лет назад едва ли была бы правомерна. Как известно, доорогенные рудные месторождения приурочены в основном к эвгеосинклинальным складчатым системам [13]. Согласно существовавшим ранее представлениям о тектоническом строении региона, таковые в пределах Верхояно-Чукотской области отсутствовали. Н. А. Шило и другие [14], указывая на наличие на Северо-Востоке СССР признаков древней золотоносности, отмечали, что «изучение домезозойской золотоносности в настоящее время существенно тормозится тектоническими и металлогеническими концепциями, характеризующими докембрийские и палеозойские структуры Северо-Востока как маломасштабные» [14, с. 32]. Только после убедительных доказательств существования на месте «Колымского массива» Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной складчатой системы появи-

лась возможность выдвинуть предположение о наличии доорогенных месторождений [11].

С доорогенным этапом развития геосинклиналей связаны довольно специфические, но очень важные в промышленном отношении группы рудных месторождений [13]. К наиболее ценным из них относятся разнообразные месторождения цветных металлов — колчеданно-полиметаллические, медноколчеданные, медно-цеолитовые (медно-эпидотовые), медно-порфировые бошекульского типа и др. Часто в них присутствуют редкие и благородные металлы. Общей особенностью этих месторождений являются их генетическая связь с эвгеосинклинальными базальтовыми формациями и стратиформный характер.

На Северо-Востоке СССР в зоне сочленения Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной и Яно-Колымской миогеосинклинальной складчатых систем установлены рудные объекты явно доорогенного (доскладчатого) возраста. В пределах Рассоинской структурно-формационной зоны Омурского поднятия В. М. Мерзляковым (1976 г.) и автором выявлен ряд колчеданно-полиметаллических рудопоявлений, локализованных в верхах базальтоидной булгутской толщи среднего ордовика. Рудные тела представлены согласными будинированными пластообразными залежами пирит-сфалерит-галенитовых руд и ассоциированными с ними кварц-кальцит-галенитовыми жилами. Там же Е. П. Сурмиловой и другими (1974 г.) в красноцветной осадочно-вулканогенной толще, ошибочно отнесенной первоначально к верхнему силуру, обнаружено несколько горизонтов медистых песчаников. Как показали дальнейшие исследования, рудовмещающая толща является ордовикской и важнейшее значение имеют руды, локализованные в краснокаменных базальтоидах и генетически с ними связанные. Последние весьма сходны с рудами медно-эпидотовых месторождений оз. Верхнего с той разницей, что медная минерализация представлена не самородной медью, а сульфидами. Аналогичные месторождения, но в более молодых толщах (верхний девон — нижний карбон) выявлены на Сетте-Дабанском поднятии [6].

Возможно также, что к доорогенным, но уже мезозойским образованиям, относится Хойтохское колчеданно-полиметаллическое месторождение, расположенное на северо-западном фланге зоны сочленения Яно-Колымской и Алазейско-Олойской складчатых систем. Руды этого месторождения, характеризующиеся часто косослоистой текстурой, образуют согласные пластообразные залежи в юрской вулканогенно-осадочной толще [15].

К доскладчатым месторождениям цветных металлов в миогеосинклинальных зонах мезозойского Северо-Востока СССР относятся медные и свинцово-цинковые рудопоявления в нижнекаменноугольных толщах северной части Верхоянского антиклинория [8]. Оруденение

приурочено к красноцветным песчаникам (медное) и известнякам (свинцово-цинковое), залегающим непосредственно под терригенными осадочными породами. Медно-свинцово-цинковая минерализация имеет первично-осадочное происхождение [8]. Южнее в доломитах верхнесилурийской оронской свиты Сетте-Дабанского поднятия установлено стратиформное флюорит-полиметаллическое оруденение [6].

Аналогичные, но большие по масштабам месторождения известны в северо-восточной части Яно-Колымской геосинклинальной складчатой системы в пределах Тасканской структурно-формационной зоны Омурского поднятия. Здесь стратиформное флюорит-свинцово-цинковое оруденение в карбонатных толщах выявлено на пяти стратиграфических уровнях в диапазоне от верхнего ордовика до среднего девона включительно. Об образовании руд в доломитовый период свидетельствуют: отсутствие зависимости оруденения от характера плинкватитных структур и какой-либо связи со складчатостью разломами; признаки динамометаморфизма руд; наличие пострудных стилолитовых швов; несоответствие зональности первичных ореолов рассеяния современным наклонному положению рудных тел. Сходные доломитовые месторождения известны в геосинклинальной зоне Аппалачей [4]. Автор считает, что месторождения, сформировавшиеся в геосинклинальных условиях (не обязательно сингенетичные), также должны рассматриваться как доорогенные в силу их доломитового образования.

Интерес представляют данные о наличии в древних комплексах складчатых зон изучаемого региона редкометалльного оруденения. Выявленное автором Омурское рудопроявление шеелитовых руд связано со среднеордовикской карбонатно-сланцевой толщей, регионально метаморфизованной до уровня зеленосланцевой фации. Руды приурочены к пласту черных углеродистых известняков и не обнаруживают какой-либо связи с интрузивными породами. Вместе с тем в непосредственной близости от рудопроявления (в бассейне р. Рассоха) на данном стратиграфическом уровне известны мощные геосинклинальные толщи базальтоидов. Рудопроявление весьма напоминает стратиформные месторождения вольфрама в ордовикских эвгеосинклинальных толщах Австрийских Альп [2].

С доорогенными комплексами мезозойского Северо-Востока СССР связаны многие виды неметаллического сырья — известняки для производства цемента, керамзитовые глинистые сланцы, гипс, самородная сера и др. [9]. Кроме того, с ними ассоциируют руды черных металлов. В частности, в верхнепалеозойских вулканогенно-кремнисто-терригенных толщах Омурского поднятия размещаются стратиформные залежи марганцевых руд. С гипербазитами Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной складчатой системы могут быть связаны такие характернейшие доорогенные месторождения, как хромитовые. Так, на северо-востоке зоны в позднепалеозойском Алучинском базит-гипербазитовом массиве (бассейн р. Большой Ануй) базитовые залежи хромитовых руд [1]. В целом в строении массива участвуют комплексы пород, характерные для классических офио-

литовых ассоциаций [7], поэтому он не случайно сопоставляется с гипербазитовыми массивами Урала, в том числе с Кемпирсайским [7].

При рассмотрении вопроса о доорогенной металлогении Северо-Востока СССР внимания заслуживают такие своеобразные породы, как пририфейские циркон-маритовые песчанники Приколывского поднятия [12]. Эти продукты древних россыпей могут оказаться весьма ценными комплексными рудами.

Таким образом, на Северо-Востоке СССР существуют месторождения, связанные с доорогенными геосинклинальными формациями. Они приурочены к различным стратиграфическим уровням — от верхнего протерозоя до среднего юры. Как и в других регионах мира, доорогенные месторождения могут иметь важное практическое значение. Нельзя не учитывать их роль в качестве источников металлов при более поздних процессах рудогенеза. По мере более позднего времени рудоносность доорогенных месторождений геосинклинальных верхнеюрских комплексов геосинклинальных складчатых зон Северо-Востока СССР изучается. Необходимы активизация поисков до слабо орогенных месторождений, комплексное исследование выявленных объектов, изучение рудогенеза в геосинклинальных формациях.

Комплексное исследование выявленных объектов включает изучение геотектонической позиции, особенностей рудоносных формаций, везикулярного состава руд и других вопросов. Сложность изучения доорогенных месторождений заключается в том, что они подвергались процессам всех последующих стадий геологического развития — складчатости, орогенного магматизма и вулканизма, тектоно-магматической активизации, сопряженной со становлением Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, и др. Формирование многих месторождений, для которых вполне определенно устанавливается связь с орогенным или посторогенным магматизмом, могло начаться еще в доорогенный этап. Впоследствии они были существенно преобразованы или облагорожены. Таковыми, например, могут оказаться некоторые месторождения в скарнах и скарно-магматических породах древнего (доорогенного) возраста рассматриваемых объектов. Основными критериями древнего (доорогенного) возраста рассматриваемых объектов служат признаки рудообразования, синхронного с осадконакоплением и вулканизмом; до складчатого динамометаморфизма руд; деформированные в процессе складчатости первичные ореолы рассеяния и др.

Необходимость изучения геохимических особенностей геосинклинальных формаций определяется часто наблюдаемой тесной связью характера доорогенных месторождений с геохимическими особенностями рудоносных толщ. Прежние свиты, интрузивных комплексов и т. п. Прежде всего это относится к стратиформным месторождениям вулканогенно-осадочного генезиса. Результаты исследований могут быть использованы как для регионального прогноза, так и для поисков конкретных месторождений.

Основными районами поисков и изучения доорогенных месторождений Северо-Востока СССР должны стать Алазейско-Олойская геосинклинальная складчатая система и прилегающие к ней поднятия, сложенные геосинклинальными терригенно-карбонатными

толщами палеозоя, а также Сетте-Дабан. Интерес представляют и территории, сложенные верхоянским комплексом. Наряду с Хотойдохским месторождением, здесь могут быть выявлены новые колчеданно-полиметаллические месторождения флизайского типа [15].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксенова В. Д., Довгаль Ю. М., Стерлигова В. Е. Никелево-хромовая минерализация Алучинского гипербазитового массива. — Геология и геофизика, 1970, № 2, с. 23—33.
2. Денисенко В. К., Рундквист Д. В. Новые перспективные типы стратиформного вольфрамового оруденения. — Сов. геология, 1977, № 6, с. 32—46.
3. Домезойская золотоносность Омурского массива/Н. А. Шило, П. П. Лычагин, В. М. Мерзляков, М. И. Терехов. — Докл. АН СССР, 1976, т. 225, № 5, с. 1165—1167.
4. Крауфорд Дж., Хогланд А. Д. Цинковые месторождения рудного района Маскот — Джефферсон-Сити в штате Теннесси. — В кн.: Рудные месторождения США. Т. 1. М., 1972, с. 165—175.
5. Кутирев Э. И. Геология и прогнозирование согласных месторождений меди, свинца и цинка. Л.: Недра, 1984.
6. Кутирев Э. И., Кропачев А. П., Гурьев Г. А. Флюоритовое и флюорит-сфалеритовое оруденение Сетте-Дабана. — Разведка и охрана недр, 1982, № 2, с. 20—23.
7. Лычагин П. П. Алучинский массив и проблема офиолитовых ультрабазитов и габброидов Северо-Востока СССР. — Тихоокеанская геология, 1985, № 5, с. 33—41.
8. Мельников Б. Д., Израилев Л. М. О стратиформном свинцово-цинковом оруденении Верхоянского мегантиклинория. — Геология рудных месторожд., 1975, № 1, с. 101—104.
9. Мерзляков В. М. Сереченское месторождение гипса — важнейший объект для развития стройиндустрии на Востоке страны. — Колыма, 1984, № 7, с. 32—35.
10. Металлогения Омурского срединного массива/В. М. Мерзляков, Е. Ф. Дылевский, П. П. Лычагин, М. И. Терехов. — В кн.: Проблемы металлогении Северо-Востока СССР. Магадан, 1984, с. 28—36.
11. Новая схема тектонической и металлогенической зональности северо-востока советской Азии/Н. А. Шило, П. В. Бабкин, В. Ф. Белый и др. — В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М., 1976, с. 149—155.
12. Пепеляев Б. В., Фурдуй Р. С. Протерозойская группа. — В кн.: Геология СССР. Т. 30, кн. 1. М., 1970, с. 62—72.
13. Смирнов В. И. Общие проблемы доорогенной металлогении. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1978, т. 12, с. 5—14.
14. Шило Н. А., Сидоров А. А., Желнин С. Г. Проблемы металлогении золота и перспективы золоторудных месторождений Северо-Востока СССР. — В кн.: Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1972, с. 27—34.
15. Щеглов А. Д., Раткин В. В. Перспективы открытия полиметаллических месторождений в восточных районах СССР. — Разведка и охрана недр, 1980, № 10, с. 8—13.



СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 551.7.001.11

Т. Н. СПИЖАРСКИЙ (ВСЕГЕИ)

Геологическое время и стратиграфическая классификация

Земная кора и Земля в целом представляют собой геологические тела, состоящие в свою очередь из множества тел разного уровня сложности, начиная с элементарных, которыми являются минералы-индивиды. При этом совокупность простых тел составляет геологическое вещество, составляющее более сложные тела. Так, минералы образуют геологическое вещество горнопородных тел — горную породу. Геологические тела — основные единицы, которые изучаются геологической наукой во всех их проявлениях [10]. Свойства геологических тел используются

в качестве признаков для их классификации. Одним из таких свойств-признаков является геологическое время.

Геологическое время. Геологическое время — один из видов реального времени. Оно присуще геологическим телам и другим геологическим объектам и отражается через геологические движения, которые определяют его особенности. Особенности и применимость геологического времени для классификации геологических подразделений рассматриваются в ряде работ [4, 6, 8, 13]. Тем не менее теория геологического времени разработана еще недо-

статочно. В. Ю. Забродин полагает, что это не особый вид времени, а обычное физическое время [6]. Но если считать геологические движения особой формой движения, свойственной геологическим телам, то нельзя не признавать и геологическое время.

Геологическое время, свойственное как каждому геологическому телу, занимающему определенное пространство, так и каждому виду геологических движений, подразделяется на множество времен в зависимости от уровня сложности (организации) тел, а в границах определенного уровня сложности — в зависимости от особенностей тел-индивидов и видов движений. Различают общее геологическое время, свойственное Земле как геологическому телу высшего уровня сложности, представляющему собой единую геодинамическую систему, и предметное, присущее телам более низких уровней сложности, вплоть до элементарных. Геологическое время сложных геологических подразделений есть интегративное время более простых подразделений. В интегративности проявляется его общность, в делимости — дискретность.

Первое достаточно обоснованное понятие о времени в геологии дано в XVII в. Н. Стеноном. Он определял последовательность образования геологических тел во времени исходя из их пространственного соотношения. Позднее геологическое время стали интерпретировать по сохранившимся органическим остаткам, радиоактивным элементам, а также на основании магнитных, литологических и других особенностей тел. При интерпретации геологического времени следует различать понятия «определение» и «измерение» времени. Геологическое время определяется по геологическим движениям, зафиксированным в геологических телах, а измеряется в разных шкалах, в основе градуировки которых лежат физические (радиоактивный распад, магнитная инверсия), биологические (эволюция организмов) или другие виды движений.

К особенностям геологического времени относятся последовательность и длительность, или дление [1]. Последовательность — категория качественная, обусловлена однонаправленностью

(необратимостью), связностью и одномерностью времени. Длительность — категория количественная, может быть измерена и выражена в единицах времени. Эти особенности времени позволяют устанавливать последовательность, длительность и скорость проявления разных видов геологических движений и тем самым последовательность, длительность и скорость образования геологических тел, а после образования — их изменений.

В развитии (онтогенезе) геологических тел выделяются стадия образования и следующая за ней стадия существования. В соответствии с этим в общем времени необходимо различать время образования и время существования тела. Время образования — интервал, в течение которого проявляются геологические движения, формирующие тело. Время существования — интервал с момента образования тела до превращения его в новое тело или до момента его распада.

Переход времени образования тела ко времени существования и времени существования ко времени возникновения нового тела или ко времени распада — процесс непрерывный. Моменты, разделяющие эти времена, в значительной мере условны, так как отражающие время виды геологических движений, в результате которых образуются и изменяются геологические тела, переходят одни в другие. Смена и непрерывность свидетельствуют о направленности и связности геологического времени.

Время образования и время существования тела, как и общее время, характеризуются последовательностью и длительностью. Значения этих особенностей для классификации разные. Время образования и время существования могут рассматриваться как время-последовательность и как время-длительность. Время образования как последовательность следует за временем изменения или распада предыдущего тела; по нему определяется очередность процесса формирования тела по отношению к другим телам. Как время-длительность время образования используется для определения продолжительности образования тела. Для выявления очередности формирования тел оно используется лишь с учетом

времени-последовательности. Время существования как последовательность следует за временем образования. Как время-длительность оно используется для определения продолжительности сохранности тела после его формирования. Таким образом, устанавливается геологический возраст тела. Топологические свойства времени-длительности и времени-последовательности, по мнению В. Ю. Забродина, разные. Они не сводятся одно к другому [6], хотя интервал их один и тот же. Время-последовательность определяется «раньше — позже», а время-длительность — «больше — меньше». Время-последовательность определяется с момента смены какого-либо геологического события другим событием; время-длительность измеряется в принятых единицах времени с момента начала события до его завершения.

Главным признаком при классификации геологических тел является время образования. При этом используется время-последовательность. Сущность классификации по данному признаку заключается в установлении последовательности образования и в выделении по этой последовательности геологических тел, получивших название стратиграфических. Поэтому классификация именуется стратиграфической. Она направлена на создание временного базиса для восстановления истории геологического развития. Из ее сущности вытекает определение стратиграфического тела. Это геологическое тело, выделенное по последовательности образования во времени, которое определяется по одной из шкал времени. Из этого определения следует, что к стратиграфическим относятся все геологические тела, начиная с элементарных и кончая Землей, выделенные по времени образования. В научной же и практической деятельности при современной степени геологической изученности в качестве стратиграфических тел рассматриваются горнопородные слои разной мощности и сложнопостроенные толщи, слагающие верхнюю часть земной коры, время образования которых определяется с помощью современных методов. Геологические тела, выделяемые по вещественному составу и другим признакам, вопреки мнению А. М. Садыкова

[7] и других, не являются стратиграфическими. Они составляют предмет других классификаций.

Распространено также понятие стратиграфических тел, согласно которому к ним относятся только слоистые тела. Тела другой формы, например интрузивные, рвущие слоистую толщу, к категории стратиграфических тел не относятся [2, 3, 5, 11]. Из этого следует, что признаком для выделения стратиграфических тел является их форма, а не время образования. Такое понимание стратиграфических подразделений не позволяет устанавливать общую последовательность образования геологических тел, так как из нее выпадают тела, имеющие другую форму. Вследствие этого последовательность становится прерывистой и по ней невозможно полностью реконструировать историю геологического развития. Несостоятельность выделения стратиграфических тел только по форме состоит в том, что одни магматогенные тела (вулканогенные) относятся к категории стратиграфических, другие (плутоногенные) — нет.

Применяя время образования в качестве главного признака для классификации геологических тел, необходимо различать время образования геологического вещества, слагающего тело, и самого тела. Оба времени одинаковы для конседиментационных тел и различны — для постседиментационных. Так, горная порода, слагающая протрузию, возникла раньше, чем сама протрузия. Геологическое вещество постседиментационных тел образовалось раньше, чем сами тела, причем разница во времени может быть значительной, что следует учитывать при определении времени формирования таких тел.

Классификация геологических тел с использованием времени-длительности не разрабатывается. Выявление длительности образования разных по вещественному составу и объему тел позволит количественно определить скорость их формирования в зависимости от геологических движений и условий и тем самым установить новые геологические закономерности.

Шкалы времени. Чтобы использовать геологическое время для классификации геологических тел, необходи-

мо само время классифицировать по последовательности проявления отражающих его движений согласно происходившим событиям. Для этого оно подразделяется на интервалы, в которые происходило образование геологических тел. Но одного разделения времени на интервалы недостаточно. Необходимо еще шкала времени, или хронологическая шкала, служащая для определения и измерения геологического времени.

Существуют разные по содержанию общие, региональные и местные шкалы, что обусловлено различными методами, лежащими в основе их конструирования.

Применение названных шкал вызвано неравномерным развитием Земли, выражающимся в том, что формирование геологических тел как разных, так и одних и тех же по вещественному составу, объему, форме происходило в неодинаковой последовательности и в разное по длительности время. Тесно связанная с геологической средой эволюция органического мира, на чем основано применение биологического метода для отсчета времени, также шла неравномерно. Чтобы понять закономерности развития Земли, необходимо установить последовательность образования ее в целом, составляющих регионов и отдельных тел в пределах каждого региона. При современной степени изученности это можно сделать, если общее время развития Земли определять и отсчитывать в общих шкалах времени, а региональные и местные времена — в соответствующих хронологических. Применение разных по содержанию шкал вызвано и тем, что пока не во всех геологических ситуациях можно использовать один метод определения времени, а также несовершенством шкал. Хронологические шкалы представляют собой своеобразные часы, у которых деления (интервалы) времени расположены в порядке от наиболее раннего к наиболее позднему, вплоть до современного. Стрелкой в этих часах, указывающей время образования тел, являются (в зависимости от конструкции шкалы) организмы в их эволюции, распадающиеся радиоактивные элементы, изменяющиеся магнитные свойства тел и др.

Наиболее разработаны общие шкалы времени — геохронологическая, геохронометрическая и геохрономагнитная. Геохронологическая шкала смешанная: интервалы времени для фанерозоя и части позднего протерозоя выделены с использованием биологического метода, для раннего докембрия — метода диастрофизма, скорректированного изотопным методом, а для антропогена — климатического метода. Интервалы геохронологической шкалы: век, эпоха, период, эра, эон. В основе геохронометрической шкалы лежит изотопный метод, применение которого обусловлено постоянством скорости распада радиоактивного элемента, что позволяет по количеству образующегося изотопа определять время, прошедшее с начала распада элемента, содержащегося в минерале, и таким образом время его образования и горной породы. Интервалы времени геохрономагнитной шкалы выделены с использованием метода геомагнитной инверсии. Его применение обусловлено периодической изменчивостью магнитных свойств (направления полярности), приобретенных в геомагнитном поле, существовавшем во время образования геологических тел.

Основной из этих шкал является геохронологическая. Для фанерозоя она отражает этапность в развитии органического мира, для докембрия и антропогена — последовательность других глобальных событий. Геохронометрическая шкала сконструирована так, что ее временные интервалы совпадают с интервалами геохронологической, только они отсчитываются в годах, т.е. связаны с астрономической шкалой. Геохрономагнитная шкала скоррелирована с геохронометрической и ее интервалы — субхронполярности, хронполярности и суперхронполярности — определяются в годах. Другие общие шкалы времени, в том числе те, в основе которых лежит периодичность геологических движений (тектонических, осадкообразования, эвстатических), разработаны недостаточно и практически не используются.

Применение разных по содержанию шкал не способствует точности отсчета времени и тем самым выявлению закономерностей развития Земли. Необходимо одна шкала с независимой от

геологических движений единицей отсчета. Такой шкалой может быть геохронометрическая. Она позволяет определять время-последовательность и в количественном выражении время-длительность, тогда как в шкалах, в основе которых лежит биологический метод, определяется лишь время-последовательность.

Региональные и местные хронологические шкалы только разрабатываются. Они имеют первостепенное значение для определения последовательности образования и отражения специфики развития геологических тел в регионах. Особенно необходимы эти шкалы для геологической съемки крупного масштаба. Не разработана терминология интервалов времени шкал, поэтому все интервалы имеют одно название — «время», к которому прибавляется название соответствующего ему стратиграфического подразделения. В основе региональных хронологических шкал лежит биологический метод — эволюция организмов определенной провинции, поэтому их правильнее называть провинциальными. Они применяются для отсчета фанерозойского времени.

Местные хронологические шкалы конструируются с помощью разных методов (биологического, изотопного, геомагнитной инверсии, климатического и других) с учетом особенностей районов. Интервалы региональных и местных хронологических шкал не совпадают с таковыми общих шкал. В целях использования этих шкал для определения последовательности образования геологических тел в общей геохронологической шкале они должны быть скоррелированы с последней.

Стратиграфическая классификация. Стратиграфическая классификация изложена в Стратиграфическом кодексе СССР [11] и в разных вариантах в кодексах зарубежных стран. Ее сущность рассматривается в работах многих авторов [2, 3, 4, 9, 14]. Стратиграфические тела принято подразделять на три класса: общие, региональные и местные. Общим признаком для выделения тел данных классов является время образования, которое отсчитывается в зависимости от класса в разных шкалах, чтобы отразить специфику развития Земли и ее регионов во времени. При стратиграфической классифика-

ции выделяются таксоны, находящиеся в иерархической соподчиненности. При этом нижняя и верхняя границы более крупного подразделения совпадают с соответствующими границами входящих в него более мелких подразделений.

Классификация местных стратиграфических подразделений имеет особое значение в связи с тем, что эти подразделения картируются при геологической съемке и изображаются на картах крупного и среднего масштабов. Они являются основными в корреляционных стратиграфических схемах, утверждаемых Межведомственным стратиграфическим комитетом для проведения геологических работ, и в совокупности составляют региональные и общие стратиграфические подразделения.

Местные стратиграфические подразделения — это геологические тела, выделенные по времени образования, которое отсчитывается по местной хронологической шкале. Они представляют собой тела, возникшие в результате проявления определенных геологических движений в определенных условиях, поэтому их распространение ограничено участками земной коры, характеризующимися, наряду с общими, специфическими особенностями развития. Главная задача их выделения — расчленение совокупности геологических тел участка по последовательности их образования во времени.

Первоначально такие тела выделяются чаще всего по геологическому веществу или одной из его особенностей (характерным минеральным включениям, цвету, структуре), реже по особенностям границ тела и другим признакам. Обычно это делается в процессе геологической съемки или при тематическом изучении геологического строения регионов в полевых условиях. Затем устанавливаются время и последовательность образования выделенных тел, и они автоматически, без изменения объема и границ переводятся в категорию стратиграфических.

Время образования местных стратиграфических тел определяется разными методами в зависимости от времени образования тела в общем развитии Земли и его особенностей. Биологическим методом определяется время об-

Терминология региональных стратиграфических подразделений строится исходя из того, что каждый стратон обособлен и не повторяется ни во времени, ни в пространстве. Каждый региоярус имеет собственное, в большинстве случаев географическое название (например, мургабский региоярус Тетической провинции*). Горизонтам обычно присваивается название свит, на основе которых они выделены. Лоны называются по видам-индексам или родам-индексам.

Общие стратиграфические подразделения рассматриваются в ряде работ [4, 5, 6, 9, 12]. Они представляют собой планетарную совокупность геологических тел в виде региональных и местных стратонов, выделенную по времени образования, которое отсчитывается в геохронологической или скоррелированной с ней геохронометрической шкале. В классе общих стратиграфических подразделений выделяются зона (хронозона), ярус, отдел, система, эратема (группа), эонотема. Для стратификации антропогеновых отложений в качестве общего стратиграфического подразделения, подчиненного четвертичной системе, принято звено. В основе выделения этих подразделений лежат разные методы: для фанерозойской эонотемы — биологический, для архейской эонотемы и нижнего протерозоя — диастрофизма и изотопный, для верхнего протерозоя — диастрофизма и изотопный, дополненные биологическим. Таким образом, фанерозойские подразделения являются биостратиграфическими подразделениями, архейские, нижне- и верхнепротерозойские — тектоностратиграфическими, вендская система, замыкающая протерозойскую эонотему — биостратиграфическим подразделением. В связи с этим обоснованность выделения и детальность расчленения общих стратиграфических подразделений разная. Фанерозойская эонотема состоит из 12 систем, каждая из них делится на три или два отдела, а отделы — на разное количество ярусов. В архейской и протерозойской эоноте-

мах вместо систем, отделов и ярусов выделяются местные стратиграфические подразделения.

Границы общих стратиграфических подразделений фанерозоя устанавливаются в непрерывных монофацальных разрезах по смене органических остатков (зональных форм), для чего выделяются стратотипы границ. В общем они не совпадают с границами местных и региональных стратиграфических подразделений. Границы подразделений докембрия проводятся по перерывам, обусловленным диастрофизмом, и по изотопным датировкам, а между фанерозоем и протерозоем — по появлению скелетных организмов.

Продолжительность времени образования общих стратонов в геохронометрической шкале от 22 млн. лет (неогеновая система) до 85 млн. лет (коньякский ярус) и до 15 млн. лет (альбский ярус). Поэтому каждое общее стратиграфическое подразделение независимо от таксономической принадлежности отличается по характеру органических остатков, продолжительности времени образования, а такие, как фанерозой, протерозой, архей, — по вещественному составу. В ряде случаев по составу отличаются и более мелкие подразделения, что указывает на его эволюцию в ходе развития Земли. Объем общих стратиграфических подразделений в разных точках Земли разный: иногда из разрезов полностью или частично выпадают нижние, средние или верхние члены подразделений. Это обусловлено тем, что составляющие их геологические тела формировались не повсеместно и неодновременно. Вследствие этого каждое общее стратиграфическое подразделение представляет собой ряд разобщенных геологических тел, образовавшихся в результате проявления разных геологических движений и в разных условиях, объединенных единым интервалом времени.

Чтобы получить представление об общем стратиграфическом подразделении, необходимо составляющие его тела скоррелировать между собой. Для этого необходим стратотип подразделения. Стратотип зоны и яруса — это непрерывный разрез с характерным комплексом органических остатков, состоящим из зональных форм для яру-

са и вида-индекса или рода-индекса для зоны, и фаунистически обоснованными границами. Стратотип отдела — непрерывный разрез или расположенные по вертикали разобщенные разрезы стратотипов составляющих ярусов. Границы стратотипа отдела обосновываются палеонтологически. Для систем устанавливаются стратотипы границ. Совокупность стратотипов общих стратиграфических подразделений фанерозойской эонотемы и протерозойской и архейской эонотем, расположенных в последовательности образования, составляет геостратиграфическую шкалу, которой соответствует геохронологическая шкала. Общие стратиграфические подразделения изображаются на геологических картах мелкого и среднего масштабов при недостаточной изученности стратификации. На картах крупного масштаба они указываются надписями в условных обозначениях и буквенными символами в индексах местных стратиграфических подразделений, чтобы отразить положение последних в общей шкале.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вернадский В. И. Размышления натуралиста. Пространство и время в неживой природе. М.: Наука, 1975.

УДК 551.781(575.4)

Э. М. БУГРОВА (ВСЕГЕИ)

Стратиграфия палеогена Марыйского района Туркмении

Сведения о палеогене Марыйского района, скрытом более молодыми отложениями, были получены в конце 50-х годов. По строению и фаунистической характеристике он значительно отличается от палеогена других районов. Это позволило выделить его в особый, марыйский, тип в дополнение к ранее известным типам палеогена Туркмении [3]. В 1961 г. предложена схема деления палеогена района [12]. В качестве подразделений схемы выделены «слои» с географическими названиями и местные зоны по фораминиферам (таблица). «Слои» соответствуют требованиям, предъявляемым к опубликованию стратиграфических подразделений, установленных до

2. Жамойда А. И. Сущность и соотношение основных стратиграфических подразделений. — В кн.: Стратиграфическая классификация. Л., 1980, с. 32—63.
3. Ковалевский О. П. Итоги обсуждения проектов «Стратиграфического кодекса СССР». — В кн.: Стратиграфическая классификация. Л., 1980, с. 11—32.
4. Леонов Г. П. Основы стратификации. М.: Изд-во МГУ, 1973, т. 1, 1974, т. 2.
5. Практическая стратиграфия/Под ред. И. Ф. Никитина, А. И. Жамойды. Л.: Недра, 1984.
6. Развитие учения о времени в геологии/В. Ю. Забродин, В. А. Зубаков, С. В. Мейен и др. Киев: Наук. думка, 1982.
7. Садыков А. М. Идеи рациональной стратификации. Алма-Ата: Наука, 1974.
8. Симаков К. В. Теоретические основы подразделений геологического времени. — Геология и геофизика, 1977, № 4, с. 49—57.
9. Соколов Б. С. Об основах стратиграфической классификации. — В кн.: Стратиграфическая классификация. Л., 1980, с. 7—11.
10. Спижарский Т. Н., Стельмак Н. К. Геологические тела. — В кн.: Палеотектонические карты СССР, масштаб 1 : 5 000 000. Л., 1977, с. 9—34.
11. Стратиграфический кодекс СССР/Отв. ред. А. И. Жамойда. Л.: Недра, 1975.
12. Тесленко Ю. В. Основы стратификации осадочных образований. Киев: Наук. думка, 1976.
13. Шкала геологического времени/У. Б. Харленд, А. В. Кокс, П. Г. Ливеллин и др. М.: Мир, 1985.
14. Яркин В. И. Стратиграфические подразделения и стратиграфический кодекс. — В кн.: Стратиграфическая классификация. Л., 1980, с. 63—67.

1966 г. [9, статья VIII.3], и являются действительными, а «зоны» (за исключением «зон» нурбайских и джуджуклинских слоев) — биостратиграфическими зонами.

Схема не была лишена недостатков, нуждалась в доработке и уточнении палеонтологической характеристики, что исключило бы противоречивые сведения, имеющиеся в литературе. Некоторые неточности, допущенные при корреляции с палеогеном других районов, объясняются общим состоянием изученности палеогена в то время, так же как ошибочные определения некоторых видов фораминифер обусловлены недостаточной изученностью этой группы.

* В литературе в названии региояруса слово «региональный» обычно опускается, что ведет к подмене яруса общей стратиграфической шкалы региональным ярусом региональной шкалы.

Стратиграфическое расчленение палеоцена и эоцена Марыйского района

Общая стратиграфическая шкала [8]			Местные стратиграфические подразделения (по автору)		М. А. Ткачук, В. В. Джабарова, А. Алланов, 1963 г.	
Отдел	Под-отдел	Зоны по планктонным фораминиферам	Свиты	Биостратиграфические зоны	Слои	Зоны
Олигоцен	Верхний	Globigerapsis tropicalis	Еландинская		Атаханские	Cibicides khanabadensis
		Globigerina turcomenica	Елбарлынская	Planulina costata Caucasinella pseudoelongata Asianella vialovi	Джуджуклинские	Neobulimina pseudoelongata Массовое развитие радиолярий
Эоцен	Средний		Тарханкуинская	Gaudryinopsis superturkestanica	Байрам-алийские	Cribrononion rishitanicum
		Hantkenina alabamensis	Тепинская	Acarinina kiewensis, Uvigerina costellata	Нурбайские	Rotalia heckeri, Spiroplectammina turgaisa, Bolivina pseudonobilis
Палеоцен	Нижний	Acarinina rotundimarginata				Siphonina praelata
		Acarinina bullbrookii	Туркменкалинская	Acarinina pentasamerata, Pseudogaudryina pseudonavagana	Иолотанские	
		Globorotalia aragonensis	Карышанская	Globorotalia subbotinae, Pseudogaudryina externa	Карышанские	Bulimina mitgarziana
		Acarinina acarinata A. subphaerica A. djanensis Globorotalia conicotruncata G. angulata	Мервский горизонт		Мервский горизонт	Globorotalia marginodentata
			Марыйская сульфатно-карбонатная толща ?	Слои с <i>Loxharlia turprovi</i> ?		

Продолжение

О. С. Вязов, В. В. Джабарова, М. А. Ткачук, 1963 г.			М. А. Ткачук, 1963 г.		В. В. Джабарова, З. Д. Кулиев, Л. Е. Невмирович, 1975 г.	
Слои	Зоны	Свиты	Горизонты	Свиты	Горизонты	Зоны
Атаханские	Cibicides khanabadensis	Дашлинка	Атаханский	Атаханский	Атаханский	Зона Lenticulina hermanni
Джуджуклинские	Neobulimina pseudoelongata Радиолярии	Дашлинка	Джуджуклинский	Еландинский	Еландинский	Аналоги зон Globigerinoides conglobatus и Bolivina
Байрам-алийские	Anomalina vialovi	Чарджоуская	Байрам-алийский	Джуджуклинский	Джуджуклинский	Слои с <i>Neobulimina pseudoelongata</i> , <i>Bolivina asiatica</i>
Нурбайские	Rotalia heckeri, Spiroplectammina turgaisa, Bolivina pseudonobilis	Чарджоуская	Нурбайский	Байрам-алийский	Байрам-алийский	Зона Globigerina turcomenica
Иолотанские	Acarinina rotundimarginata, Siphonina praelata	Чарджоуская		Тепинский	Тепинский	Слои с <i>Anomalina vialovi</i>
Карышанские	Acarinina, Bulimina mitgarziana	Иолотанская	Туркменкалинский	Туркменкалинский	Туркменкалинский	Слои с <i>Gaudryina super-turkestanica</i>
Мервский горизонт	Globorotalia marginodentata	Куртинская	Карышанский	Карышанский	Карышанский	Слои с <i>Siphonina praelata</i> , <i>Uvigerina costellata</i>
		Мервский	Мервский	Мервский	Мервский	Аналоги зон Truncorotalia aragonensis, Acarinina crassaformis
		Чарджоуский	Чарджоуский	Чарджоуский	Чарджоуский	Слои с <i>Pseudogaudryina pseudonavagana</i>
		Захметский	Захметский	Захметский	Захметский	Аналоги зон Globorotalia subbotinae, слои с <i>Gaudryina navagana</i>
		Марыйский	Марыйский	Марыйский	Марыйский	Единичные фораминиферы
		Марыйский	Марыйский	Марыйский	Марыйский	Слои с Miliolidae

Почти одновременно с опубликованием схемы [12] появилась работа М. А. Ткачук [11], в которой введены новые подразделения разного ранга; «слои» коллективной схемы переименованы в «горизонты» (части свит), значительно изменен их объем при использовании прежних названий. Еще один вариант схемы опубликован в работе этого автора в 1963 г. Из-за путаницы в номенклатуре от применения стратиграфической схемы пришлось отказаться [10]. Взамен ранее выделенных слоев введены «пачки», обозначенные цифрами [4, 7, 10], но мощность пачек с одинаковыми номерами и их палеонтологическая характеристика оказались разными. Биостратиграфическая схема по фораминиферам практически не изменялась, уточнялись лишь расчленение верхов разреза и положение границы эоцена и олигоцена (М. А. Ткачук, 1963 г.). Однако уже вначале некоторые зоны назывались разными видами [3, 12; М. А. Ткачук, 1963 г.]. Впоследствии для них были выбраны виды-индексы, более точно отражающие современное представление о составе комплексов [7]. По присутствию того или иного характерного комплекса можно судить о соотношениях подразделений всех вариантов схем.

Введение «пачек» могло бы служить для практических целей как временная мера до ревизии состояния стратиграфии палеогена района и работы приемлемого варианта. Но за прошедшие годы схемы не пересматривались и стратиграфическая схема палеогена Марыйского района до сих пор не разработана.

Цель настоящей статьи — ревизия состояния стратиграфии палеогена Марыйского района, выявление валидности выделенных подразделений, определение их ранга и унификация названий. Автором проанализирована имеющаяся литература по стратиграфии палеогена района, собраны и систематизированы палеонтологические данные, установлена возможность сохранения старых наименований подразделений, при которой было бы исключено разное понимание их положения и объема. Кроме того, дополнена палеонтологическая характеристика отложений в результате пере-

смотра коллекций фораминифер из ряда скважин.

Литологические пачки III—IX [7], многие из которых соответствуют «слоям» первоначальной схемы, занимают определенное положение в разрезе, выделяются на каротажных диаграммах, характеризуются не только фациально-литологическими, но и фаунистическими особенностями. Комплексная характеристика и наличие стратотипов позволяют считать эти подразделения свитами. «Свиты», выделенные М. А. Ткачук (1962, 1963 гг.), как не соответствующие требованиям Стратиграфического кодекса СССР не могут быть сохранены.

Судя по составу фауны, карыишанские и байрам-алийские слои (горизонты) постоянно принимались в одном объеме, поэтому при рассмотрении их в ранге свит можно сохранить прежние наименования [12]. Названия других свит после уточнения требовали унификации. Для трех из них (туркменкалинской, тепинской, еландинской) оставлены старые наименования; названия тарханкуинская и елбарслынская — новые.

Палеоценовые отложения выделены в марыйские слои с мервским горизонтом в кровле. По строению и составу они делились на две [12], три [13] или четыре части [3], которые можно рассматривать лишь как литологические пачки. Низы слоев (захметский горизонт) фаунистически не охарактеризованы, в верхней части (чанглинский горизонт) содержатся моллюски [11]. Выделение стратонев по присутствию или отсутствию фауны, когда граница литологически не выражена и может проводиться на разных уровнях, представляется необоснованным. Марыйские слои хорошо отличаются от смежных подразделений, отражают значительный этап в развитии района и, несомненно, являются более крупным по рангу подразделением, чем остальные «слои». Предлагается именовать их марыйской сульфатно-карбонатной толщей до более подробной стратификации. Возраст толщи требует уточнения. Вначале по моллюскам она относилась к верхнему палеоцену [4, 12], позднее [5, 7] стала считаться нижнепалеоценовой. Однако, судя по присутствию некото-

рых характерных видов, не исключается позднепалеоценовый возраст ее верхов.

Мервский горизонт литологически и по фауне отличается от ниже- и выше лежащих подразделений, но его таксономический ранг, как и соподчиненность с марыйской толщей, пока неясны. Палеонтологическая характеристика горизонта противоречива. Вначале в нем были установлены два разнофациальных [2] палеоценовых комплекса фораминифер, затем комплекс эталонного разреза определен как нижнеэоценовый [10].

Карыишанские слои с самого начала имели четкую палеонтологическую характеристику и обоснованно относились к нижнему эоцену [3, 11, 12].

Иолотанские слои охватывали большой интервал, хотя по литологическим признакам и фауне они подразделялись на две части [7, 13]. М. А. Ткачук (1963 г.) выделила в них туркменкалинский и тепинский «горизонты» с различными палеонтологическими характеристиками. Эти «горизонты» с предложенными для них названиями следует рассматривать в ранге свит.

Нурбайские слои разных схем отличались по объему и характеристике (см. таблицу). Вначале в них выделялись три зоны по фораминиферам. Между тем из работы [3] следовало, что нижние зоны являются разнофациальными аналогами. Кроме того, вызывает сомнение самостоятельность и верхней зоны. Было указано, что в северных районах [12] слои охарактеризованы лишь радиоляриями и песчанистыми фораминиферами, в том числе *Gaudryinopsis superturkestanica* (N. Y u k.), в южных (скв. 5, глубина 656—728 м) вид-индекс отмечен в верхах слоев, песчанистые фораминиферы распространены по всему разрезу. В последующих публикациях вид *Rotalia heckeri* не упоминается, а в изученном автором материале он не обнаружен. Очевидно, три микрофаунистические «зоны» нурбайских слоев являются лишь разнофациальными палеоэоценозами. Для этой части разреза предложена [7] провинциальная зона *Gaudryinopsis superturkestanica* [1; Э. М. Бугрова, 1967 г.]. Часть разреза с комплексом этой зоны, соответст-

вующую нурбайским слоям в первоначальном их объеме, предлагается именовать тарханкуинской свитой по колодцу Тархан, где в скв. 24 [12] нурбайские слои были выделены в полном объеме под стратотипом байрам-алийских слоев. Возможно, по литологическому сходству, развитию близких комплексов фауны эти «слои» и можно объединить в одну свиту [4, 10] с двумя подсвитами.

В нурбайских слоях (скв. 25, глубина 933—1026 м) обнаружены [3] моллюски *Ostrea schurabica* Vial., *Pirula nexilis* S o w., *Corbula ficus* B r a n d. Здесь присутствуют радиолярии и песчанистые фораминиферы зоны *Gaudryinopsis superturkestanica*, а не *Siphonina praelata*, как ошибочно полагает М. А. Ткачук (1963 г.). Комплекс последней встречен ниже по разрезу, на глубине 1026—1092 м.

Фаунистическая характеристика вышележащих джуджуклинских слоев очень нечеткая. Моллюски найдены только в скв. 49 [12] и об их стратиграфическом значении судить трудно. Часть из них указана и в атаханских слоях олигоцена, а также в отложениях древнее джуджуклинских [5]; другие характерны для верхов эоцена [7].

По фораминиферам выделены три комплекса, которые можно считать разнофациальными палеоэоценозами. Внизу развиты радиолярии и песчанистые фораминиферы; выше вместе с радиоляриями встречаются редкие *Caucasina* sp. и *Neobulimina pseudolongata* N. Y u k.; в верхах, где последний вид достигал расцвета, появлялись многочисленные боливины, виргулины, туррилы. В верхней части слоев найдены *Uvigerina jacksonensis* C u s h m. и *Bulimina sculptilis* C u s h m. (= *B. truncana* G u e m b.) — формы, характерные для белоглинского горизонта верхнего эоцена Северного Кавказа.

Из-за плохой изученности в то время своеобразного комплекса с кавказинами и боливинами (кумский горизонт Кавказа) джуджуклинские слои были ошибочно сопоставлены с верхами белоглинского горизонта. Поскольку вышележащие атаханские слои содержали уже олигоценовые виды, фаунистически охарактеризо-

ванных аналогов белоглинского горизонта в Марыйском районе не оказалось. Типичный его комплекс приведен (М. А. Ткачук, 1963 г.) из известковых глин и мергелей еландинского горизонта (свиты), куда могли быть включены и верхи джуджуклинских слоев с *Uvigerina jacksonensis* и *Bulimina sculptilis*. В других вариантах схемы подразделения с таким комплексом не выделялись. Зональный вид *Neobulimina pseudoelongata*, не приводимый в составе комплекса и характерный для более древних отложений района, был выбран ошибочно и должен быть заменен.

Отложения, залегающие между байрам-алийской и еландинской свитами, предлагается именовать елбарслынской свитой по колодцу Елбарслы, вблизи которого пробурена скв. 49 [12].

В олигоценовой части разреза (мощность более 200 м) выделены атаханские, тедженские и векильские слои, микропалеонтологическая характеристика и объем которых в последующих публикациях существенно не менялись. Возраст слоев в то время не всегда можно было определить точно. Так, атаханские слои считались позднеэоценовыми — олигоценовыми, причем авторы были более склонны относить их к олигоцену. В комплексе фораминифер приведены *Cibicides altaensis* Schutzk., *C. oligocenicus* Sam., *Nonion dosularensis* Chal., характерные для кызылджарского горизонта олигоцена Крыма; следовательно, вывод о несомненной принадлежности этих слоев к верхнему эоцену [10] не соответствует данным по фораминиферам. Что касается моллюсков, то и до сих пор нет единого мнения о проведении верхней границы эоцена в Средней Азии по этой группе фауны. Тедженские слои с *Caucasina schischkinskayae* (Sam.) и *Uvigerina californica* Cushman относились к нижнему — среднему или среднему олигоцену. Моллюски здесь не найдены. Разрез палеогена заканчивался верхнеолигоценовыми векильскими слоями. Для всего разреза последних указаны многочисленные остракоды и моллюски *Cardium levinae* Merkl., *Corbula helmerseni* Mich. [3, 6, 12]. М. М. Судо [10] вопреки приведенным выше данным ниже- и средне-

олигоценовые отложения относил к верхнему эоцену или верхнему олигоцену, сократив тем самым мощность олигоцена до 80 м. Это свидетельствовало о несовпадении взглядов исследователей на трактовку возраста при попытке расчленения олигоцена на подотделы. Позднее [7] по фораминиферам в олигоцене выделены две зоны и остракодовые слои между ними. Установить соотношение этих зон и прежних стратиграфических подразделений из-за различий в их характеристике трудно. Так, *Caucasina schischkinskayae* и *Uvigerina jacksonensis* из средней части разреза указаны для всего олигоцена. Приведены иные комплексы моллюсков, а такие важные виды, как *Cardium levinae*, *Corbula helmerseni*, раковины которых образуют прослои в верхах разреза, не упоминаются вообще.

Учитывая дискуссионность многих вопросов стратиграфии олигоцена и приведенные выше противоречия в оценке возраста частей его разреза в Марыйском районе, более целесообразным представляется не расчленение олигоцена на подотделы, а выделение местных подразделений, возраст которых будет уточняться по мере изучения фауны.

Итак, рассмотрение состояния стратиграфической изученности палеогена Марыйского района выявило приемлемость для его расчленения схемы, разработанной в 1961 г. [12] с последующими коррективами на основании изучения микрофауны. В разрезе эоцена выделяются шесть свит, для которых проведена унификация названий (см. таблицу). По фораминиферам выделяется семь зон, одна из них разделена автором на две подзоны. Наименования видов-индексов зон, вошедшие в практику, изменены лишь в случаях, когда этого требовали правила зоологической номенклатуры. Для верхнеэоценовой зоны, не имевшей названия, предложен вид-индекс *Planulina costata*. В низах разреза выделены зоны по планктонным фораминиферам. Фаунистическая характеристика свит дополнена и уточнена, при этом учтены новые представления о систематике фораминифер, объемах и стратиграфическом распределении отдельных видов.

На палеонтологически охарактеризованных отложениях маастрихта залегает марыйская сульфатно-карбонатная толща. В верхней ее части вместе с моллюсками встречен (скв. 2) миллиолидовый комплекс, а также *Nummulites* sp., *Nonion* sp., *N. aff. laevis* (Orb.), *Cribrononion* sp., *Ammophilia* * *ekblomi* (Brotz.), *Rotalia* sp., *Lockhartia luppovi* Bugr. Последний вид найден и в скв. 1. Мощность толщи следует уточнить, так как приводятся максимальные цифры 85 м [7] и 134 м [12]. В скв. 15 ее мощность 108,6 м [13].

Карышанская свита представлена глинами мощностью до 79 м. Комплекс фораминифер разнообразен, включает много планктонных форм. По всему разрезу встречаются *Acarinina camerata* Chal., *A. interposita* Subb., *Globigerina compressaeformis* Chal., *G. hevensis* Schutzk., *G. aquiensis* Loeb. et Tapp. и др. Внизу (скв. 1, глубина 1041—1125 м) найдены *Globorotalia aequa* Cushman et Renz, *G. wilcoxensis* Cushman et Pont., *G. apantesma* Loeb. et Tapp., *Acarinina subsphaerica* (Subb.) — комплекс низов зоны *Globorotalia subbotinae* («зоны» *G. aequa*). Выше появляются *Globigerina angipora* Stache, *G. rotundaenana* Schutzk., *Globorotalia subbotinae* Moroz., *G. marginodentata* Subb., *G. planonica* Glaessn., *Acarinina esnaensis* (LeRoy). Несмотря на ту же последовательность появления в разрезе руководящих видов, что и на Северном Кавказе, зону *Globorotalia subbotinae* по изученному материалу разделить не удалось.

В комплексе бентоносных видов преобладают секретионные формы: *Marginulinopsis eofragaria* (Balakhm.), *Siphonina wilcoxensis* Cushman, *Gyroidina depressaeformis eocenica* Bugr., *Cancris planus* (Balakhm.), *Oridorsalis posterus* Bugr., *Alabamina wilcoxensis* Tolm., *Ammophilia subbotinae* (Balakhm.), *Cibicidoides beatus* (Mart.), *Angulogerina wilcoxensis* (Cushman et Pont.), *Euvigerina*

praecompecta (Balakhm.) и др. Из песчанистых фораминифер характерны *Pseudogaudryina externa* Bugr., *Gaudryina spinosa* Wolosh., *Haplophragmoides walteri* Cushman. (внизу) и *Pseudogaudryina concavilata* Bugr. (= *P. concava* Bugr.) (вверху). Это комплекс провинциальной зоны *Pseudogaudryina externa* [4; Э. М. Бугрова, 1967 г.].

Выше лежащая туркменкалинская свита сложена мергелями и глинами мощностью 20—57 м [7], до 164 м [13]. В ней развит комплекс иного видового состава, чем в нижележащей части. По его нахождению выделены зоны *Acarinina pentacamerata* (по планктону) и *Pseudogaudryina pseudonavarroana* (по бентосу). В низах разреза преобладают планктонные фораминиферы *Globigerina transversa* Chal., *G. composita* Kor., *G. inaequispira* Subb., *G. pseudoeocena pseudoeocena* Subb., *Acarinina pentacamerata* (Subb.), *A. multicamerata* (Balakhm.), *A. interposita* Subb., *A. triplex* Subb., *A. pseudotopilensis* Subb., *A. aff. broedermanni* (Cushman et Berm.), *Globanomalina eocenica* (Berg.), *Globorotalia planonica* Glaessn. В средней части появляются радиолярии и *Acarinina bullbrookii* (Bolli). Выше по разрезу планктонные фораминиферы постепенно исчезают.

Для бентосного комплекса характерно присутствие во всей зоне *Pseudogaudryina pseudonavarroana* (Balakhm.), *Gaudryina aizenschtae* Balakhm., *Robulus curvicameratus* Bugr., *R. laticostatus* (Tutk.), *R. cuvillieri* Texier (= *Lenticulina iljini* N. Byk.), *Brotzenella acuta* (Plumm.), *Cibicidoides gigas* (Hagn), *Planulina tersa* Bugr., *Siphonina orientalis* Moroz., *Alabamina discana* (Chal.), *Hopkinsina botryoides* Balakhm., *Bagginsia valvulinariaformis* (N. Byk.) и др. По различию видового состава и количественного соотношения раковин в разрезе можно выделить две подзоны. В подзоне *Bulimina mitgarziana* (скв. 1, глубина 936,9—1000 м) присутствуют *Bulimina mitgarziana* Balakhm., *Hopkinsina compacta* Balakhm., *Ammophilia balakhmatovae* (Bugr.), *Spiroloculina mindaleformis*

* Род *Ammophilia* Bugrova gen. nov. с типовым видом *Rotalia ammophila* Guembel, 1868 г.

(Ser.), в верхах появляются первые туркменеллы *Turkmenella cyclos* Bugr., *T. tchouenkoi* (Balakhm.).

В подзоне *Baggina minutissima* (скв. 1, глубина 836—936,9 м) впервые появляется ряд видов. Из них *Baggina minutissima* (N. Byk.), *Turkmenella ninikae* Bugr., *Cancris turkmenensis* (N. Byk.), *Cyclammia* sp., *Pseudogaudryina corpulenta* Bugr. не выходят за пределы зоны, а *Discorbis ferganensis* N. Byk., *Pseudononion ispharensis* (N. Byk.), *Brotzenella discoidea* (Balakhm.), *Pseudoparrella danvillensis* (Howe et Wall.) и др. встречаются и выше по разрезу.

По нахождению общих планктонных видов, а также некоторых бентосных (*Pseudogaudryina pseudonavarroana*, *Turkmenella ninikae*) данная зона соответствует зонам *Globorotalia aragonensis* и *Acarinina bullbrookii* общей шкалы. Из-за отсутствия в разрезах Марыйского района первого зонального вида и редких находок второго точное сопоставление с каждой из этих зон не проводилось. Это затрудняет проведение границы между нижним и средним эоценом (в современном понимании объемов подразделов). Представляется возможным провести эту границу по бентосным фораминиферам. В разрезах Северной и Центральной Туркмении, Красноводского п-ова виды *Bulimina mitgarziana* Balakhm., *Hopkinsina compacta* Balakhm., *Amphiphilia balakhmatovae* (Bugr.) встречаются в зоне *Globorotalia aragonensis*. В разрезе, находящемся на р. Хей (Северный Кавказ), *Bulimina mitgarziana* найдена также в этой зоне. Виды *Turkmenella ninikae*, *Cyclammia* sp. в западных районах Туркмении, на Северном Кавказе и в Крыму характерны для зоны *Acarinina bullbrookii*. Поэтому границу между нижним и средним эоценом можно проводить внутри туркменкалинской свиты, по границе двух подзон. Зоны *Acarinina pentamerata*, *Pseudogaudryina pseudonavarroana* соответствуют зоне *A. pentamerata* — *Baggina minutissima* Бадхыза и Гаурдакского района, где она, в отличие от марыйских разрезов, более подробно не делится.

Тепинская свита сложена известковистыми глинами с прослоями мерг-

лей (мощность до 88 м). Ее характеризуют зоны *Acarinina kiewensis* (по планктону) и *Uvigerina costellata* (по бентосу). Комплексы отличаются от комплексов туркменкалинской свиты обновлением видового состава планктона, появлением ханткенин, а также развитием богатой ассоциации бентосных форм, большинство из которых имеют широкое географическое и узкое стратиграфическое распространение. Лишь немногие виды (в основном среднеазиатские) встречаются и выше по разрезу.

Планктон представлен видами *Globigerina frontosa* Subb., *G. pseudoeocena compacta* Subb., *G. eocaena* Guemb., *Acarinina kiewensis* Mогоз., *Globanomalina micra* (Cole). В середине разреза обнаружены (совместно) *Acarinina rotundimarginata* Subb., *Hantkenina alabamensis* Cushman. Комплекс бентосных фораминифер содержит *Vulvulina eocena* Mont., *Plectina dalmatina* (Lieb.), *Cylindroclavulina colomi* Hagn., *Pseudogaudryina mesoeocenica* (Balakhm.), *Robulus dualis* Bugr. nov. (= *Lenticulina dimorpha* Tutk.), *R. benacensis* Hagn., *R. subpapillosus* (Nutt.), *R. (?) cuvillieri* Texier forma plana, *Siphonina praelata* N. Byk., *Uvigerina costellata* Mогоз., *Buliminella grata* Cushman et Park., *Bulimina praeinflata* N. Byk., *B. orientalis* Bugr., *Hopkinsina bykovae* Balakhm. и др. По нахождению общих планктонных и бентосных видов эта часть разреза легко сопоставляется с зонами *Acarinina rotundimarginata* и *Hantkenina alabamensis* Крымско-Кавказской области и их аналогами на территории Туркмении.

Тарханкуинская свита (P_2^{2th}) представлена известковистыми глинами, максимальная мощность которых достигает 245 м. Она охарактеризована комплексом зоны *Gaudryinopsis superturkestanica*, отличающимся от ассоциации нижележащей зоны почти полным отсутствием планктонных фораминифер, развитием агглютинирующих форм, преимущественно с просто устроенной раковиной. Для зоны характерны *Hormosina scalaria* (Grzyb.), *Pseudobolivina* sp., *Haplophragmoides orfaensis* Rod., *H. garau-*

taensis Davidz., *Bolivinaopsis turgai* (Balakhm.), *Gaudryinopsis superturkestanica* (N. Byk.), *Popovia hirta* Suleim., *P. rugosa* Suleim., *Trochammina bella* Bugr.

Секреционный бентос присутствует в меньшем количестве и имеет плохую сохранность. В скв. 1 (глубина 664—787,3 м), где комплекс зоны наиболее представлен, по всему разрезу найдены *Pseudoparrella danvillensis* (Howe et Wall.), *Fursenkoina halkyardi* (Cushman) subsp., довольно многочисленные в отдельных прослоях. В нижней половине разреза (до глубины 735 м) распространен вид *Uvigerina citae* (Hagn). В верхах (с глубины 686 м) появляются довольно редкие *Nonion* sp., *Florilus* sp., *Baggina* aff. *turkmenica* (Rod.), *Cibicidoides artemi* (N. Byk.), *Asianella* * *brizzevae* (Davidz.), *Robulus* sp., *R. aff. calcar* (Orb.). В скв. 25 *Uvigerina citae* также наблюдается в низах зоны, а в верхах довольно многочисленные *Asterigerina lucida* Minak., *Pseudoparrella danvillensis* (Howe et Wall.), *Lagena* sp. sp. Кроме фораминифер, в значительном количестве водятся радиолярии и остатки водорослей («гофрированные трубки»). Почти все перечисленные виды песчаных фораминифер известны в Северной и Центральной Туркмении только в зоне *Globigerina turkmenica*, с нижней частью которой и сопоставляется местная зона *Gaudryinopsis superturkestanica*.

Байрам-алийская свита представлена алевролитами и глинами мощностью до 72 м. Она охарактеризована комплексом зоны *Asianella vialovi*. Здесь встречаются известные и ниже *Popovia hirta* Suleim., *P. rugosa* Suleim., *Gaudryinopsis superturkestanica* (N. Byk.), *Asterigerina lucida* Minak., а также *Trochammina masini* Suleim. Только для этой зоны характерны *Asianella vialovi* (N. Byk.), *Cribrononion rischtanicum* (N. Byk.). В кровле (скв. 1, глубина 626—631 м) обнаружены единичные раковины планктонных видов *Globigerina bulliformis* Mayer-Eumag,

* Род *Asianella* Bugrova gen. nov. с типовым видом *Cibicides vialovi* N. Bykova, 1939 г.

Globanomalina micra (Cole). По всему разрезу встречаются радиолярии.

По нахождению видов *Asianella vialovi*, *Cribrononion rischtanicum* данная зона хорошо сопоставляется с риштанским «ярусом» Ферганы, откуда описаны эти формы, с ее аналогами в Таджикской депрессии, с верхней частью тогайтемирской свиты Гаурдакского района. Параллелизация местной зоны с низами зоны *Globigerina turkmenica* возможна лишь путем последовательных сопоставлений через разрезы Центральной Туркмении.

Елбарслынская свита (P_2^{2eb}) представлена карбонатными глинами и мергелями с прослоями алевролитов (мощность 85 м). Она охарактеризована фораминиферами зоны *Caucasinella pseudoelongata*. Большинство из них появились в разрезе впервые и характерны только для данной зоны. Фауна присутствует в большинстве изученных скважин; в скв. 1 (глубина 598—619 м) комплекс ошибочно отнесен к верхам эоцена — низам олигоцена [13]. Наиболее богата ассоциация разрезов скв. 34 и 339. Здесь присутствуют *Trochammina masini* Suleim., *Amphimorphina* sp., *Asianella duobaensis* (Davidz.), *Caucasinella pseudoelongata* N. Byk., *Caucasinella eocenica* Chal., *C. splendida* Rod., *C. sp. nov.*, *Fursenkoina libera* (Rod.), *Bolivina costifera* Kraeva, *B. semiintegra* Chal., *B. concavosuturata* Chal., *B. serrata* Chal., *Asterigerina lucida* Minak. Вид *Asianella duobaensis* (Davidz.) описан из тохарского горизонта Таджикской депрессии. Все булимиды распространены в верхах зоны *Globigerina turkmenica* Северной Туркмении, а в Восточном Прикарабагазье М. К. Родионова по их развитию выделила «зону булимидей» непосредственно ниже зоны *Globigerapsis tropicalis*. В Центральной Туркмении этой зоне соответствует зона *Globigerina instabilis*. Обнаруженные в комплексе боливины описаны Д. М. Халиловым из кумского горизонта Азербайджана и встречаются в верхах этого горизонта на Северном Кавказе и в Крыму. Поэтому, несмотря на отсутствие планктонных фораминифер, елбарслынская свита уверенно сопоставляется с верхами зоны *Globigerina turkmenica*.

Заканчивается разрез эоцена еландинской свитой. Она прослеживается не везде и слагается мергелями и глинами. Максимальная мощность 27,5 м. Свита охарактеризована комплексом зоны *Planulina costata*. Кроме зонального вида в нем участвуют *Clavulinoides szaboi* (Hantk.), *Baggina iphigenia* (Sam.), *Cibicidoides kasi-naensis* (Schutzk.), *Heterolepa pygmea* (Hantk.), *Bulimina truncana* Guemb., *Uvigerina jacksonensis* Cushman, *Soratkina perlata* (Andrae), *Globigerapsis tropicalis* (Blow et Bann.) [7; М. А. Ткачук, 1963 г. и другие руководящие виды белоглинского горизонта Северного Кавказа и Крыма. В скв. 602 (глубина 809 м) в комплексе обнаружен вид *Asianella vakschica* (Davidz.). Он описан из кушанского горизонта Таджикской депрессии, а в разрезе Гаурдакского района встречен в зоне *Globigerapsis tropicalis*.

Олигоценые фораминиферы из-за недостатка материала автором не изучены. Можно лишь отметить появление в верхах палеогенового разреза (скв. 601 и 602) комплекса плохой сохранности иного состава, чем в еландинской свите. Здесь обнаружены *Textularia* cf. *khanabadensis* Davidz., *Quinqueloculina* sp., *Cibicidoides oligocenicus* (Sam.), *C. khanabadensis* (Mjassn.), *Brotzenella munda* (N. Buk.), *Uvigerinella* sp., *Uvigerina nodosa* (Orb.).

Сравнение комплексов фораминифер палеогена Марыйского района с фауной Центральной и Северной Туркмении, Красноводского п-ова, Северного Кавказа и Крыма позволило установить соотношения местных зон с зонами по планктонным фораминиферам, принятыми для палеогена Юга СССР [8] и определить таким образом возраст свит. По планктону низы разреза изучаемого района не могут быть разделены также подробно, как в Крымско-Кавказской области. Здесь наблюдается аналогичная последовательность появления характерных видов, но разделение комплексов нечеткое. Планктон обычно используют при межрегиональной корреляции. Бентос характеризует весь разрез палеогена Марыйского района, но он сильнее зависит от изменений фаций

и поэтому считается менее надежной для стратиграфии группой. Однако и его ассоциации отражают этапы эволюционного развития [1], с помощью которых уточняются границы местных стратиграфических подразделений.

В развитии фауны туркменкалинской свиты установлены две фазы. Ранняя фаза характеризуется почти полным вымиранием ассоциации нижележащей зоны, появлением новых родов и видов, в том числе в конце фазы родов *Turkmenella* и *Planulina*. В планктонной группе по числу видов преобладают глобигерины, в меньшем количестве встречаются акаринины, мелкие гладкостенные глоботоралии и глобаномалии. Во второй фазе планктонная группа представлена главным образом акарининами, среди которых появляется *Acarinina bullbrookii* (Bolli); к концу фазы планктон исчезает. В бентосной группе в это время развиваются новые виды (среди них многочисленные «среднеазиатские» формы), изменяется количественное соотношение раковин по сравнению с таковым в начальной фазе. Подобное изменение фауны позволило разделить зону *Pseudogaudryina pseudonavaagooana* на две подзоны, сопоставив нижнюю с зоной *Globorotalia aragonensis*, а верхнюю с зоной *Acarinina bullbrookii*. Выявление аналогов этих зон общей шкалы в разрезах Марыйского района служит дополнительным критерием для расчленения провинциальной зоны *Acarinina pentamerata* — *Baggina minutissima* [4], которая из-за довольно редких находок нехарактерных планктонных видов не могла быть разделена.

Бентосный комплекс зоны *Saucinella pseudoelongata* отражает этап развития фораминифер, хорошо выраженный во многих районах Юга СССР. Здесь наблюдаются вспышка видообразования в подсемействе *Saucininae* и роде *Bolivina*, появление, расцвет и угасание большого числа их видов. Это одновременное (судя по планктону), качественное обновление комплекса на значительной территории позволяет считать зону самостоятельным биостратиграфическим подразделением по бентосу и при отсутствии планктонных видов по кровле ее проводить границу среднего эоцена.

Важное значение для корреляции имеют находки в комплексах палеогена Марыйского района «кавказских» и «среднеазиатских» видов. Так, здесь обнаружены виды *Asianella brizzhevae*, *A. vialovi*, *A. duobaensis*, *A. vakschica*, развитие которых в Таджикской депрессии приурочено к определенным уровням. Это позволяет более обоснованно, чем ранее, сопоставлять верхи эоцена Марыйского района и Таджикской депрессии.

Возможность сопоставления палеогена восточной части Средней Азии через переходный Марыйский район с зонами по планктонным фораминиферам Юга СССР повысит надежность корреляционных построений при создании региональной стратиграфической схемы палеогена Средней Азии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бугрова Э. М. Этапы развития фораминифер эоценового бассейна Средней Азии. — Сов. геология, 1979, № 7, с. 27—36.
2. Верхнепалеоценовые и нижнеэоценовые комплексы фораминифер на территории Туркмении/Э. М. Бугрова, М. Г. Захарова, Э. И. Саперсон, М. А. Ткачук. — Тр. ВСЕГЕИ, 1963, нов. сер., т. 109, с. 178—186.
3. Вялов О. С., Джабарова В. В., Ткачук М. А. Палеоген Марыйского типа в Туркмении. — В кн.: Вопросы геологии Туркмении. Ашхабад, 1963, с. 5—29.

4. Геология СССР. Туркменская ССР. Т. XXII. М.: Недра, 1972.
5. Джабарова В. В. Зональное расчленение палеогеновых отложений Туркмении по моллюскам. — В кн.: Вопросы биостратиграфии и геологии полезных ископаемых Туркменистана. Ашхабад, 1973, с. 40—58.
6. К вопросу о верхнеолигоценых отложениях юго-восточной Туркмении и содержащейся в них фауне моллюсков/В. В. Джабарова, О. Н. Лапшин, Р. Л. Мерклин, М. А. Ткачук. — В кн.: Новые данные по геологии Туркменской ССР. Вып. 1. М., 1963, с. 213—218.
7. Палеоген Туркмении. Ашхабад: Ылым, 1975.
8. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Л., 1983.
9. Стратиграфический кодекс СССР. Л., 1977.
10. Типовые разрезы мела и палеогена закрытых районов Туркмении. — Тр. Упр. геологии Совета Министров ТССР, 1966, № 4, с. 156—163.
11. Ткачук М. А. Стратиграфия палеогеновых отложений Марыйского оазиса. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1962, № 5, с. 109—116.
12. Ткачук М. А., Джабарова В. В., Алланов А. Новые данные о палеогеновых отложениях юго-восточной Туркмении. — В кн.: Новые данные по геологии Туркменской ССР. Вып. 1. М., 1963, с. 65—105.
13. Травина Т. Ф., Бугрова Э. М. Меловые и палеогеновые отложения Байрам-Алийского района (по данным изучения керновых материалов скважин I и 15). — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1963, т. 109, с. 319—332.



РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

УДК 551.72

Ю. Р. БЕККЕР (ВСЕГЕИ)

Геологическая карта фундамента, довендского чехла и складчатого обрамления Русской платформы

Изучение довендской поверхности в пределах европейской части СССР имеет существенное значение для выявления как основного структурного плана фундамента Русской платформы, так и главнейших черт строения и распространения ее древнейшего чехла. Новый фактический материал, полученный в последние годы в результате глубокого бурения и геологических работ, позволил составить гео-

логическую карту фундамента, довендского чехла и складчатого обрамления Русской платформы.

Общие сведения. Выполненная работа по принципиальным задачам и методике составления продолжает традиционную для ВСЕГЕИ серию карт, характеризующих основные этапы развития древней платформы, и для данного, довендского среза составлена впервые. Карты, изданные под редак-

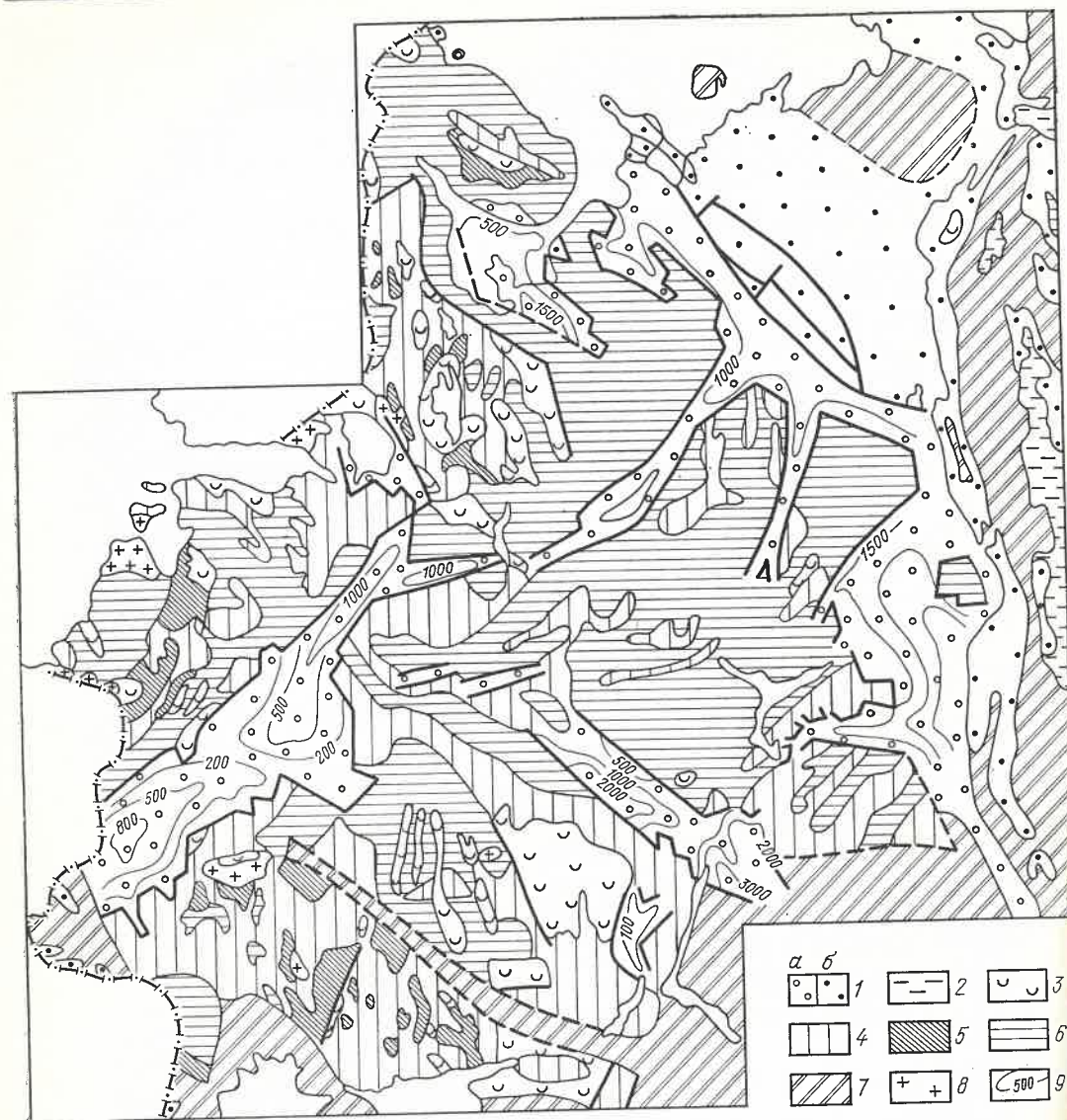


Рис. 1. Схема геологического строения довендской поверхности Русской платформы и ее складчатого обрамления
1 — рифей (а — платформенный, б — складчатый); 2 — дорифей; 3 — нижний протерозой; 4 — архей (не-

расчлененный); 5 — верхний архей; 6 — нижний архей; 7 — зоны глубокого погружения докембрия; 8 — граниты рапакиви; 9 — изопакиты рифея, жирными линиями показано тектоническое обрамление блоков фундамента

цией Е. П. Брунс, Л. А. Варданыца, А. Я. Дубинского, Н. С. Иголкиной, образуют уникальный атлас, аналоги которого не известны.

Опубликованные карты по фундаменту платформы [1, 2, 7 и др.] выявили главным образом его петрографические, геофизические и тектонические особенности. Вместе с тем накопившийся материал по стратиграфии докембрия европейской части СССР не отражен в них достаточно полно.

Данная карта суммирует результаты изучения нижнего и верхнего докембрия по состоянию на 1984 г. и несет новую информацию о развитии многих геологических комплексов, которые на изданных картах либо вообще отсутствуют, либо изображены фрагментарно. Составленная карта восполняет этот пробел и выявляет особенности геологического строения довенда Русской платформы и обрамляющих ее складчатых сооружений (рис. 1). Об-

щая площадь распространения довенда на карте составляет около 5 млн. км², что примерно отвечает площади Канадского щита.

Легенда геологической карты разработана на основе расчленения докембрия, принятого Уфимским стратиграфическим совещанием. На карте обособлены стратиграфические подразделения рифея, нижнего протерозоя и архея. В составе последних (в дополнении к решениям совещания) показаны нижне- и верхнеархейские геологические комплексы. К нижнему архею отнесены беломорские, а к верхнему — лопские образования Балтийского щита и их возрастные аналоги на других сегментах фундамента платформы. Детализирована и схема расчленения протерозоя. В нижнем протерозое выделено четыре межрегиональных горизонта (нижний, средний, верхний и терминальный). Межрегиональные горизонты обособлены и в верхнем рифее: кипчакский, тангауровский и кудашский.

В связи с очевидным прогрессом в расчленении докембрия при составлении довендской карты возникла необходимость в существенном расширении традиционно принятой для докембрия цветовой гаммы условных обозначений. Архаизм существующей цветовой легенды не позволяет с необходимой детальностью и наглядностью представить геологическое строение зон развития докембрия. По-видимому, вопрос заслуживает специального рассмотрения на одном из предстоящих совещаний по общим вопросам расчленения докембрия.

В пределах каждого таксона общей шкалы довенда выделены региональные стратиграфические подразделения: комплексы, серии, свиты, принятые на стратиграфических совещаниях и известные в литературе. Существующая система показа на картах местных стратиграфических подразделений не отражает их значимости. Различного объема комплексы, серии, свиты, толщи индексируются на картах идентично. Подобная нивелировка особенно негативно сказывается на докембрийских картах, где местные стратиграфические подразделения преобладают над общими. В настоящей работе предпринята попытка выделить различны-

ми знаками комплексы и серии, с одной стороны, и свиты, толщи — с другой.

Легенда карты предусматривает обособление 130 стратиграфических подразделений докембрия и ряда разновозрастных (архейских, нижнеархейских, верхнеархейских, протерозойских, рифейских и др.) интрузивных проявлений. Столь детальное расчленение докембрия европейской части СССР впервые отражено на геологической карте масштаба 1:2 500 000. Современное состояние докембрийской картографии не позволяло выполнить настоящую работу только по имеющимся картам. Поэтому она составлена на основе оригинальных авторских макетов и некоторых региональных карт, изданных в последние годы. Ее авторы Е. М. Аксенов, Н. В. Аксаментова, Ю. Р. Беккер, Л. Т. Белякова, В. Я. Бессонова, А. П. Биркис, С. В. Богданова, Ю. Б. Богданов, А. С. Воинов, Д. И. Гарбар, А. А. Григалис, Л. И. Гордиенко, А. Я. Дубинский, Н. Д. Кононов, Т. А. Лапинская, Г. И. Лебедев, Г. Б. Мотуз, Б. М. Петров, В. А. Пуура, А. Е. Рыбалко, Л. Ф. Солонцов, М. А. Спиридонов, И. Т. Чебан представляют ПГО и научно-исследовательские институты, изучающие докембрий европейской части СССР. Легенда карты отражает особенности расчленения и картирования довендских образований и по принципам построения приближается к единым легендам обзорных геологических карт СССР.

На основе анализа геологического строения довендской поверхности отчетливо выявляются фундамент, чехол и складчатое обрамление платформы.

Фундамент платформы. Для фундамента платформы характерна гетерогенность, особенно отчетливо отражающаяся на рассматриваемой карте, где отдельные выступы фундамента разделены лишь узкими перемычками рифея. Основные черты гетерогенной структуры фундамента Русской платформы описаны в ряде работ [3, 4, 6, 8], в которых использовался комплексный геолого-геофизический подход при анализе глубинного строения структуры фундамента. Рассмотрение обширной геолого-геофизической информации привело к созданию различных

схем геоблоковой мозаики фундамента древней платформы.

В настоящей работе изучение гетерогенности фундамента Русской платформы основывается на анализе пространственного распределения рифейских авлакогенов и складчатых систем, являющихся естественными ограничениями сегментов первого порядка в составе фундамента.

Сложная система авлакогенов, отвечающих глубоким грабенообразным депрессиям, расчленяет фундамент платформы на ряд сегментов, которые с полной определенностью обособились только после выявления пространственного положения рифейских рифтов. На рассматриваемой карте в составе фундамента платформы выделяются следующие пять сегментов: Северный, Западный, Южный, Центральный и Восточный (рис. 2). В пределах каждого располагается щит или массив, но ограничения массивов и сегментов не совпадают. Так, Южный сегмент помимо Украинского кристаллического массива включает существенную часть фундамента Молдавской плиты, а также фундамент Причерноморской впадины к северу от складчатой зоны рифеид. В Центральный сегмент кроме собственно Воронежского массива входит значительная территория фундамента к северу и востоку вплоть до Рязано-Саратовского авлакогена.

Каждый сегмент фундамента платформы наряду с уже известными общими чертами, присущими структурам нижнего докембрия, обладает индивидуальными особенностями. Геологические комплексы, развитые в пределах сегмента, обычно не прослеживаются за его пределами. Определенной индивидуальностью характеризуется их вертикальная последовательность.

Различаются не только удаленные сегменты, но и смежные — неидентичные по составу и строению слагающих их дорифейских комплексов. Например, в пределах Восточного сегмента широко развиты глубоко эродированные древнейшие породы, представленные отрядненской и большечеремшанской сериями нижнего архея. Между тем смежный Центральный сегмент заметно меньше эродирован и в существенной степени образован дорифей-

ским протерозоем (воронцовская, курская, оскольская серии).

По мере изучения каждого сегмента все ярче проступают его индивидуальные черты, на которые ранее не обращалось должного внимания. Вместе с тем выясняется, что гетерогенность фундамента не ограничивается различиями в строении его основных сегментов, но обнаруживается и в их пределах, где в составе лучше изученных массивов и щитов платформы давно выделяются различные блоки и межблочные зоны. Все это позволяет рассматривать фундамент Русской платформы как гетерогенное сооружение, состоящее из ряда разнородных сегментов и геоблоков, расположенных на разных гипсометрических уровнях и ограниченных разломами, фиксирующими древние зоны растяжения. Неповторимые особенности строения сегментов представляют не только теоретический интерес, но определяют минерагеническую специализацию крупнейших структурных элементов фундамента древней платформы. Глубинные шовные зоны, разделяющие сегменты, неоднократно подновлялись более молодыми движениями. Дорифейская геоблоковая гетерогенность фундамента существенно влияла на позднейшее развитие платформы, и особенно на формирование ее древнейшего чехла.

Гетерогенность характерна не только для фундамента Русской платформы, но и для других древних платформ. В частности, она присуща фундаменту Северо-Американской платформы, где в пределах Канадского щита выделяются провинции и субпровинции, в известной мере напоминающие сегменты фундамента Русской платформы.

Составленная карта предоставляет новую возможность обсудить возраст фундамента Русской платформы. Как известно, значение разновозрастных геологических комплексов в строении фундамента платформы оценивалось неоднозначно. Эти вопросы на протяжении десятилетий принадлежали и до сих пор принадлежат к числу сложнейших в проблеме становления Русской платформы. Достаточно напомнить известные работы А. П. Карпинского, А. Д. Архангельского, А. Н. Мазаровича, Н. С. Шатского, К. О. Крат-

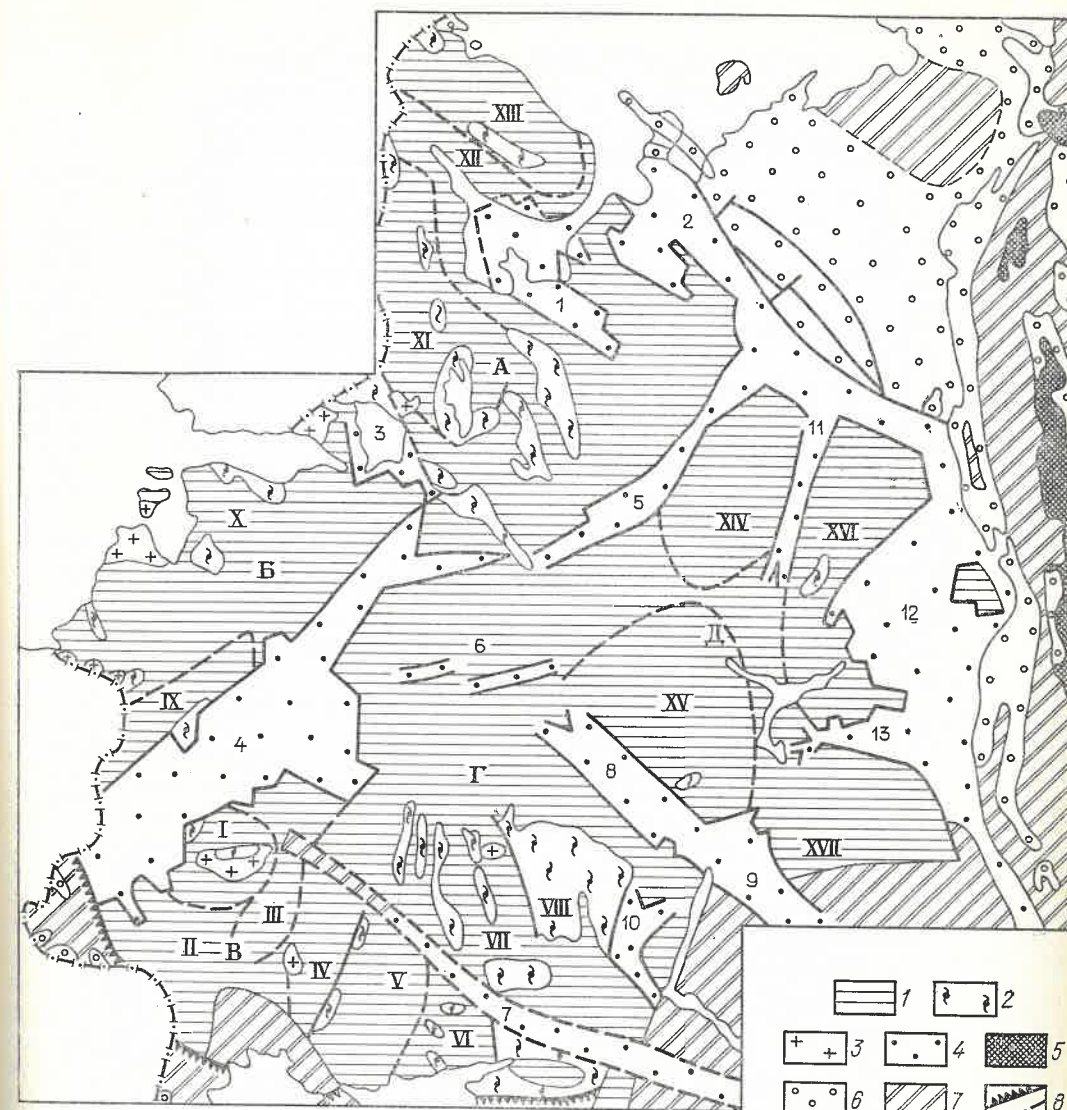


Рис. 2. Схема тектонического строения довендской поверхности Русской платформы и ее складчатого обрамления

Фундамент платформы: 1 — архейский, 2 — нижнепротерозойский; 3 — граниты рапакиви; 4 — рифейский чехол платформы; складчатое обрамление; 5 — дорифейды, 6 — рифейды; 7 — зоны глубокого погружения докембрия; 8 — тектоническое ограничение блоков фундамента; структуры фундамента: сегменты (А — Северный, Б — Западный, В — Южный, Г — Центральный, Д — восточный), блоки (1 — Волынский, 11 — Подольский, 111 — Росинско-Тикицкий, IV — Кировоградский, V — Приднепровский, VI —

Приазовский, VII — Курский, VIII — Панинский, IX — Белорусский, X — Прибалтийский, XI — Карельский, XII — Беломорский, XIII — Кольский, XIV — Сысольский, XV — Токмовский, XVI — Татарский, XVII — Жигулевский); структуры чехла — авлакогены: 1 — Онего-Кандалакшинский, 2 — Лешуковско-Сафоновский, 3 — Ладожский, 4 — Волинно-Крестецкий, 5 — Солигаличско-Яренский, 6 — Московский, 7 — Болышедонбасский, 8 — Рязано-Саратовский (Пачелмский), 9 — Пугачевский, 10 — Доно-Медведицкий, 11 — Вятский, 12 — Камско-Бельский, 13 — Радаевско-Абдуллинский

ца и ряда других исследователей. На современном этапе изучения платформы неоднозначно определяется роль архейских и раннепротерозойских структур в составе ее фундамента. В связи с этим необходимо вновь вернуться к данной проблеме с количественным учетом распространения раз-

новозрастных докембрийских комплексов.

С этой целью для довендской поверхности Русской платформы и ее складчатого обрамления были подсчитаны площади, занятые комплексами, принадлежащими основным таксонам докембрия (таблица). Около четверти

Распространенность крупнейших комплексов на довендской поверхности Русской платформы

Основные таксоны довенда	Площадь	
	км ²	%
Архей нерасчлененный	748 750	15
Нижний архей	1 077 500	22
Верхний архей	74 050	1,5
Архей — нижний протерозой	142 875	3
Нижний протерозой	249 375	5
Рифей в авлакогенах	1 197 500	24
Рифей в складчатых зонах	143 750	3
Зоны погружения докембрия	1 303 750	26,5
Довенд в целом	4 937 550	100

площади довендской поверхности платформы занимают зоны глубокого погружения докембрия, в пределах которых трудно оценить количественную роль разновозрастных докембрийских комплексов. Примерно равная площадь приходится на прогибы, авлакогены, секущие разновозрастные структуры раннего докембрия и выполненные рифейскими формациями. Таким образом, только на половине площади, занятой картой, обнажается фундамент, в пределах которого возможны количественные измерения. В результате установлено резкое преобладание пород архея, занимающих более 3/4 всей территории вскрытого фундамента. На остальной площади развиты нерасчлененные протерозой-архейские образования и в меньшей мере комплексы нижнего протерозоя. Соотношение площадей архея и нижнего протерозоя во вскрытой части фундамента может быть условно оценено как 7:1.

Есть основания полагать, что подобное соотношение существенно не меняется и в некоторых зонах глубокого погружения фундамента, в частности, по-видимому, в зоне погружения к югу от Украинского массива. Сложнее установить возраст фундамента рифейских авлакогенов. Основываясь на принципе унаследованности, многие авторы полагают, что фундамент авлакогенов рифея образован только структурами раннего протерозоя. Вместе с тем универсальность этого принципа вызывает сомнение. Наличие разновоз-

растных структурно-формационных этажей, резкая структурная перестройка и перерыв на границе нижнего протерозоя и рифея ограничивают его применение.

Фактические данные, приведенные на рассматриваемой карте, демонстрируют разновозрастность фундамента в зонах, примыкающих к авлакогенам, и преобладание среди них архейских образований, особенно в бортовых участках Днепровско-Донецкого, Рязано-Саратовского (Пачелмского) авлакогенов и в западном обрамлении Приуральской зоны прогибов. Это позволяет полагать, что в строении фундамента авлакогенов рифея принимают участие не только нижнепротерозойские, но и линейно-складчатые архейские комплексы.

Как показывают выполненные подсчеты, фундамент Русской платформы образован главным образом архейскими комплексами, среди которых преобладают нижнеархейские.

Локальное развитие нижнего протерозоя и верхнего архея в современной структуре фундамента платформы является, по-видимому, следствием не только позднейших размывов, но и относительно ограниченного первичного развития на территории европейской части СССР карелия, лопия и древнейших зеленокаменных поясов с ультраосновными вулканитами.

Фундамент древней платформы образован разнородными по степени метаморфизма и структурным особенностям комплексами. Здесь отчетливо

выделяются метаморфизованные в гранулитовой и амфиболитовой фациях комплексы, которые обычно включают в состав древнейшего кристаллического фундамента, и совершенно иные по составу и структуре, более слабо метаморфизованные породы складчатого фундамента [5]. Кристаллический фундамент не только образует остов платформы, но прослеживается и в пределы фанерозойских складчатых поясов, где в составе рифеид сохраняет свои характерные особенности. Складчатый фундамент имеет более ограниченное развитие по сравнению с кристаллическим.

Уже в архейских комплексах фундамента Русской платформы обособились два основных структурных плана — линейный и куполовидный. Первый отчетливо выражен в Западном сегменте фундамента, в Белорусском блоке, а второй — в Южном, в Приднепровском блоке. Таким образом, при анализе геофизических карт необходимо учитывать, что линейно вытянутые аномалии характерны не только для протерозоя, но установлены и в архейских комплексах. В частности, в Среднем Приднепровье, Карелии и на КМА выявлена линейноскладчатая коматитовая формация, встречающаяся во многих зеленокаменных поясах архея и более полно представленная среди древнейших образований южных материков Земли.

Позднее в составе фанерозойских комплексов линейный структурный план становится определяющим, а куполовидный — постепенно теряет свое значение.

Древнейший платформенный чехол. Рифей на платформе залегает горизонтально на складчатых и метаморфизованных комплексах фундамента и выполняет изолированные грабены (авлакогены) и почти изометричные прогибы, несогласно наложенные на разновозрастные дорифейские комплексы как архейские, так и нижнепротерозойские. Формированию чехла предшествовала одна из крупнейших перестроек в истории развития Русской платформы, приведшая к возникновению совершенно самостоятельных структурных ансамблей рифея.

Особенностью строения рифейского чехла является отчетливо выраженная

асимметрия в пространственном расположении его наиболее полных разрезов и приуроченность их к зонам сочленения со складчатыми структурами, как, например, на восточной и, возможно, на юго-восточной (Прикаспийская впадина) окраине Русской платформы. Мощность платформенного рифея на востоке превышает 5 км, а к западу сокращается до 2 км и менее.

Судя по имеющимся материалам, Прикаспийская впадина в докембрии существенно не обособлялась от остальной части платформы и также характеризовалась распространением рифейских авлакогенов. В частности, достоверно установлено продолжение Пачелмского авлакогена в пределы Прикаспия [9].

На довендской поверхности Русской платформы наиболее широко развиты верхнерифейские образования, а средне- и нижнерифейские — более локально. Во многих структурах породы верхнего рифея залегают непосредственно на фундаменте, хотя формирование древнейшего чехла началось на платформе значительно раньше (1800—1700 млн. лет назад). Но древнейший чехол также не имел повсеместного развития.

Различные горизонты рифея, выступающие на довендской поверхности платформы, почти полностью лишены магматических проявлений. Следует отметить преобладание в составе рифейского чехла Русской платформы терригенных, преимущественно тонкозернистых шлировых песчано-глинистых толщ. Серии, сложенные карбонатными породами, развиты здесь весьма ограниченно. Это отличает древнейший докембрийский чехол от более молодых его комплексов фанерозоя, в составе которых карбонатные породы распространены значительно, а нередко и преобладают. Обращает внимание почти полное отсутствие грубообломочных береговых фаций, что, возможно, обусловлено тектоническим ограничением большинства рифейских платформенных структур, имеющих четко выраженное ступенчатое строение [5].

Как показывает фациальный анализ, в рифее впервые проявляется тенденция, отчетливо выраженная на бо-

лее поздних этапах формирования осадочного чехла и заключающаяся в преимущественном развитии морских образований в краевых зонах, примыкающих к складчатому, главным образом восточному обрамлению Русской платформы.

Складчатое обрамление. В позднем докембрии Русская платформа обрамлялась Гиперборейской, Рифейской, Таврической и Галицийской складчатыми областями. Позднедокембрийское складчатое обрамление платформы установлено при изучении древнейших образований фанерозойских складчатых областей. Особенно существенные результаты получены при исследовании Уральской складчатой области, где выявлены обширные зоны, образованные складчатым рифеем. К сожалению, на изданных геологических картах Урала они не всегда отражены и нередко обширные поля докембрия относят к нижнему или даже среднему палеозою.

На рассматриваемой карте, как и на предшествующей ей [5], показано реальное распространение докембрийских пород в пределах Уральской складчатой области, где они образуют три обширные линейно вытянутые меридиональные зоны, основные простираения которых унаследованы палеозойскими комплексами.

Картирование довендской поверхности позволило с большей полнотой отобразить распространение докембрия и в пределах Кавказской складчатой области, которая в этом отношении принципиально не отличается от других складчатых систем фанерозоя.

В составе лучше изученных докембрийских образований складчатого обрамления платформы отчетливо выделяются два самостоятельных структурно-формационных комплекса, разделенных крупными перерывами, корами выветривания и структурными несогласиями. Первый, дорифейский комплекс сложен архейскими и нижнепротерозойскими метаморфическими образованиями, близкими к породам фундамента Русской платформы. Это сходство было подчеркнуто в трудах Л. А. Варданянца и в более поздних работах на примере сравнения особенностей метаморфизма тараташского комплекса Урала с древнейшими обра-

зованиями фундамента платформы (кольская серия и др.).

Второй, рифейский комплекс образован верхнедокембрийскими интенсивно складчатыми формациями. Угловые несогласия, крупные перерывы разделяют его на ряд серий, имеющих региональное распространение. Складчатая структура, дислоцированность, метаморфизм, огромные мощности, широкое развитие карбонатных разрезов заметно отличают рифейские породы складчатых зон от верхнекембрийских отложений чехла Русской платформы. К сожалению, это различие не всегда учитывается. Между тем на Русской платформе нет рифейских прогибов, разрезы которых по составу, строению, структуре и мощностям слагающих их комплексов были бы идентичны разрезам верхнего докембрия в ее складчатом обрамлении.

Существенной особенностью рифея складчатого обрамления платформы является его отчетливая зональность, выражающаяся в наличии изолированных зон, автономных по составу и строению. Внешняя складчатая зона образована преимущественно терригенно-карбонатными комплексами, развитыми в пределах Башкирского антиклинория (Южный Урал), Полудовского поднятия (Северный Урал), а также на Среднем и Южном Тимане, мысе Лудоватом Канина п-ова и на Среднем п-ове Мурманской области. Суммарная мощность карбонатных комплексов достигает в этой зоне 5—6 км.

Более внутренняя зона образована преимущественно терригенными комплексами, слагающими хр. Уралтау, Вымскую гряду на Тимане, хр. Канин, п-ов Рыбачий и синхронные им образования п-ова Варангера. В южном обрамлении Русской платформы к этой зоне принадлежат так называемые «зеленые сланцы» Добруджи.

Общая пространственная локализация и ограниченное развитие магматических проявлений определяют принадлежность внешней и внутренней зон к рифейской многоэпизодности.

На основе более ограниченных данных трассируется зона, сложенная терригенно-вулканогенными комплексами, прорванными рифейскими гранитоидами. Граниты вскрыты много-

численными скважинами в пределах Восточного Тимана. На Урале в этой зоне возможно выявление древних допалеозойских офиолитов.

В целом по характеру зональности и геологическому строению рифейские складчатые области подобны их герцинским аналогам в обрамлении Русской платформы.

Итак, составленная карта дает новейшую информацию о распространении, структуре и глубинах залегания довенда европейской части СССР. Она может быть использована и уже используется в качестве основы для различных специализированных карт, отражающих геологическое строение глубинных сечений земной коры, особенности довендской палеотектоники, палеогеографии, металлогении и характер докембрийского магматизма. Карта показывает распространение и структуру различных комплексов, в том числе и вмещающих рудные залежи. Поэтому она может быть структурно-геологической основой прогнозных карт на железорудные и другие полезные ископаемые, связанные со

стратифицированными комплексами довенда.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологический атлас кристаллического фундамента польской части Восточно-Европейской платформы. Варшава, 1982.
2. Геолого-петрографическая карта фундамента Восточно-Европейской платформы, м-б 1 : 2 500 000/Под ред. Н. В. Неволлина, Т. А. Лапинской. Киев: Киевгеология, 1976.
3. Дедеев В. А., Шустова Л. Е. Геоблоки европейской части СССР. Сыктывкар, 1976.
4. Земная кора восточной части Балтийского щита/Под ред. К. О. Кратца. Л.: Наука, 1978.
5. Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления со снятыми фанерозойскими отложениями, м-б 1 : 2 500 000. Объяснительная записка/Под ред. Ю. Р. Беккера. Л.: ВСЕГЕИ, 1983.
6. Красный Л. И. Глобальная система геоблоков. М.: Недра, 1984.
7. Основные проблемы геологического строения Русской плиты/Под ред. К. О. Кратца. Л.: Наука, 1979.
8. Симоненко Т. Н., Толстихина М. М. Блочное строение складчатого фундамента европейской части СССР.— Геотектоника, 1968, № 4, с. 37—53.
9. Слепакова Н. И. Погребенные грабенообразные структуры Прикаспийской впадины.— Геотектоника, 1983, № 3, с. 60—68.



МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 552.124.4 : 553.32'31 : 3.051(265)

С. И. АНДРЕЕВ, А. Н. КУЛИКОВ,
Л. И. АНИКЕЕВА (ВНИИОкеангеология)

Скорости осадконакопления в районах конкрециообразования Тихого океана

Несколько десятилетий геологи пытаются объяснить резкое несоответствие между скоростями роста железомарганцевых конкреций (первые миллиметры за 1 млн. лет) и скоростями седиментации (первые миллиметры за 1 тыс. лет). Конкреции превосходят донные осадки по удельному весу и, несмотря на медленный рост, сохраняются на поверхности дна длительное время, нередко достигая в поперечнике 10—12 см. Широко распространено мнение о том [2, 5], что наиболее благоприятные условия для образования

конкреций существуют при очень низких скоростях седиментации (1 мм/тыс. лет и менее). Со скоростью образования конкреций связывался их вещественный состав. Предполагалось, что «рудобогатые» стяжения растут с наименьшими скоростями, вследствие чего создаются условия для высокой концентрации в железомарганцевой основе никеля, меди, кобальта.

Ниже авторы на основе обобщения литературных данных попытаются ответить на некоторые из затронутых вопросов, а также установить седимента-

ционные условия, наиболее благоприятные для образования железомарганцевых конкреционных руд.

Исходный материал включает 847 определений скоростей осадконакопления и 248 определений скоростей роста железомарганцевых конкреций (по Тихому океану) [1, 2, 3, 4, 7, 8, 9]. Скорости осадконакопления определялись палеомагнитным и радиологическими методами.

Количество определений скоростей осадконакопления следующее: палеомагнитный 634; ^{230}Th 143; $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 21; $^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$ 24; ^{14}C 12; ^{19}Be 10; K/Ar 3.

Измерения выполнены в основном (92 %) палеомагнитным и иониевым методами.

Оба метода основаны на допущении, что скорость поступления осадочного материала постоянна за датированный возрастной интервал. В случае палеомагнитного метода этот интервал составляет 0,7 млн. лет, а в случае иониевого 0,4 млн. лет. Сравнение этих результатов производилось с помощью регрессионного анализа. Определялись уравнение регрессии и коэффициент корреляции. Расхождения палеомагнитного и иониевого методов не превышают 10 %, что позволяет использовать в работе неприведенные значения скоростей осадконакопления. Результаты, полученные с помощью других радиологических методов, немногочисленны и использовались как вспомогательные.

Скорости роста железомарганцевых конкреций определялись в основном радиологическими, а также косвенными методами: микропалеонтологическими (МП), по степени рацемизации аминокислот (РАК) и по палагонитизации базальтов (ПБ). Количество определений скоростей роста железомарганцевых конкреций: МП 3; РАК 6; ПБ 11; ^{230}Th 76; Трековый 111; $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 7; ^{19}Be 28; K/Ar 4.

Определения выполнены в основном (87 %) иониевым, трековым и бериллиевым методами. Иониевый и трековый методы являются аналогами и, по данным работы [6], имеют высокую сходимость результатов. Расхождения бериллиевого и иониевого метода носят систематический характер, превышающий 10 %. Результаты, полученные с

помощью бериллиевого метода, были пересчитаны с учетом переходного коэффициента.

Статистическая обработка фактического материала показала, что значения скоростей осадконакопления и скоростей роста железомарганцевых конкреций (приведенные к иониевому методу) дают возможность количественно оценить седиментационные процессы за последние 0,4 млн. лет и сравнить их между собой. Эти же результаты положены в основу карты скоростей осадконакопления и роста железомарганцевых конкреций в Тихом океане, масштаба 1:12 000 000, которая позволяет пространственно сопоставить режимы осадконакопления и роста конкреций в пределах различных морфоструктур океанического дна. На карте выделены шесть градаций изменения скоростей осадконакопления (мм/тыс. лет): 1) менее 1; 2) 1—3; 3) 3—6; 4) 6—10; 5) 10—20; 6) более 20; нанесены точки, в которых известны скорости роста железомарганцевых конкреций (мм/млн. лет).

Факторы, влияющие на скорость океанского осадконакопления, известны. Среди них терригенный снос и эоловый разнос с континентов и островов, вулканическая активность, глубина океана, климат, геоморфологическая обстановка океанического дна, гидродинамика и биологическая продуктивность водной толщи. Они определяют основные региональные и локальные особенности седиментогенеза в Тихом океане, в частности, географическую (климатическую), циркумконтинентальную и вертикальную зональность, меридиональную асимметрию в осадконакоплении западной и восточной частей океанического бассейна, фациальную изменчивость донных осадков в пределах крупных морфоструктур дна и мелких его форм рельефа. Рассмотрим характер воздействия некоторых из этих факторов на скорость осадконакопления в различных случаях.

1. Влияние климатической зональности (рис. 1) хорошо прослеживается по максимумам скоростей накопления донных осадков: а) в северной умеренно гумидной зоне (30° — 50° с. ш.); б) в экваториальной гумидной (15° — 20° ю. ш.); в) в антарктической

ледовой (к югу от 60° ю. ш.) зонах. Минимумы отмечаются в северной аридной (30° — 15° с. ш.) и в южной аридной (20° — 40° ю. ш.) зонах, с небольшими повышениями в южной умеренно гумидной (40° — 60° ю. ш.) зоне. Скорости роста конкреций также подвержены влиянию климатической зональности, и практически повторяют кривую меридиональной изменчивости скоростей осадконакопления с перерывом в экваториальной зоне, где конкреций мало. Этот факт говорит о довольно тесной взаимосвязи сопоставляемых параметров.

2. Скорости седиментации существенно различны в крупных морфоструктурах Тихого океана.

Высокие скорости накопления всех литотипов донных осадков (более 8 мм/тыс. лет) наблюдаются в Восточно-Каролинской котловине и в северной части Северо-Западной котловины, что объясняется их близостью к источникам терригенного сноса. Большие скорости осадконакопления отмечены и в экваториальной зоне Северо-Восточной котловины, где высока биопроductивность.

В пределах других абиссальных районов Тихого океана (северная часть Северо-Восточной котловины, Южная котловина) скорости накопления осадков обычно сохраняются на уровне 3 мм/тыс. лет и ниже. Локальные повышения (до 10 мм в 1 тыс. лет) связаны с отдельными площадями, где идет интенсивное отложение фораминиферовых осадков (Панамская, Меланезийская, Перуанская котловины). Карбонатные, преимущественно кокколито- и фораминиферо-кокколитовые осадки других глубоководных котловин имеют скорости накопления от 1 до 3,5 мм/тыс. лет (Центральная, Южная котловины, районы Клариян — Клиппертон, Мендосино — Клариян и другие площади). Кремнистые илы отлагаются со скоростями 3—7 мм/тыс. лет, за исключением отдельных районов Южной котловины (2,25 мм/тыс. лет) и района Мендосино — Клариян (0,97 мм/тыс. лет). Красные глубоководные глины имеют наиболее низкие скорости накопления от 0,5 (района Клариян — Клиппертон) до 3,0 мм/тыс. лет (Гватемаль-

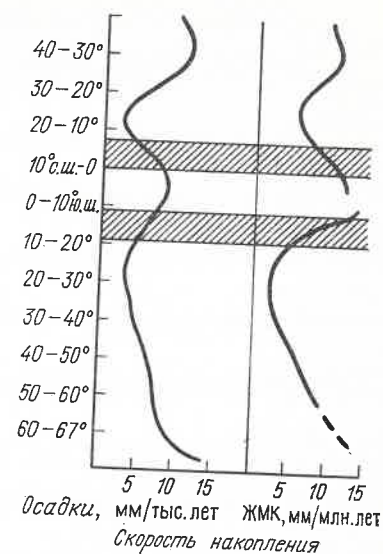


Рис. 1. Изменчивость скоростей осадконакопления и роста железомарганцевых конкреций в Тихом океане в направлении с севера на юг. Заштрихованы зоны наибольшей продуктивности рудных железомарганцевых конкреций

ская котловина и район Мендосино — Клариян).

Таким образом, скорости (мм/тыс. лет) осадконакопления возрастают в направлении: красные глубоководные глины (0,5 до 3,0), фораминиферо-кокколито- и кокколитовые карбонатные илы (1 до 3,5), кремнистые илы (3—7), фораминиферовые илы (более 10).

Скорости осадконакопления на океанических поднятиях изучены слабо. Фораминиферовые осадки на поднятии Лайн и Туамоту имеют довольно высокие скорости накопления (13—19 мм/тыс. лет), а кокколито- и фораминиферо-кокколитовые илы районов Маркус — Неккер и Гавайских островов низкие (2,5—2,8 мм/тыс. лет).

Срединно-океанические хребты характеризуются преобладанием фораминиферо-кокколитовых осадков со средней скоростью накопления 6,42 мм/тыс. лет. На флангах Южно-Тихоокеанского поднятия отмечены кремнистые илы со скоростью накопления 7,6 мм/тыс. лет.

3. В пределах обособленных океанических бассейнов намечается зависимость скорости осадконакопления от глубины (например, зона Клариян — Клиппертон). Связь эта является следствием воздействия вертикальной зональности, которая определяет батиме-

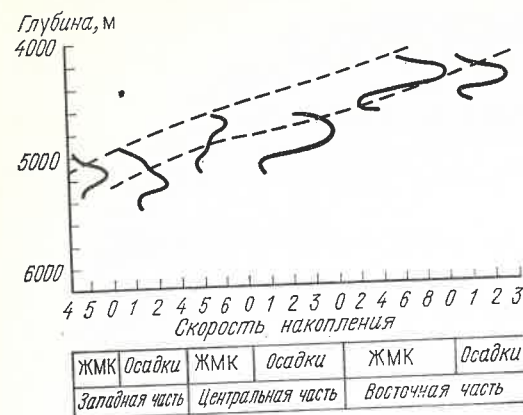


Рис. 2. Скорости осадконакопления (мм/тыс. лет) и роста железомарганцевых конкреций (мм/млн. лет) в различных частях поля Клариян—Клиппертон. Пунктирной линией показаны интервалы глубин, оптимальные для конкрецеобразования.

трическую позицию карбонатных, кремнистых илов и красных глубоководных глин. На рис. 2 видно, что максимумы скорости осадконакопления в этой зоне постепенно смещаются с запада на восток от глубин 5200 до 4400 м.

Вероятно, такое поведение границ вертикальных зон осадконакопления предопределило благоприятные условия для широкого конкрецеобразования в пределах тектонического блока между разломами Клариян и Клиппертон.

4. Скорости роста конкреций в Тихом океане варьируют от 1 до 18 мм/млн. лет и более.

В абиссальных частях океана низкие скорости роста, не выше 3,5—4,0 мм/млн. лет (таблица) отмечаются в Южной, Северо-Западной котловинах и в районе гор Музыкантов. Эти конкреции имеют, соответственно, Со и Ni-Cu-Co геохимические специализации.

Высокие скорости роста железомарганцевых конкреций 5,0—18,0 мм/млн. лет наблюдаются в Центральной, Перуанской, Чилийской, Гватемальской котловинах, а также в районе Клариян—Клиппертон. Северо-Восточной котловины. Здесь встречаются богатые конкреционные руды никель-медной специализации.

Из таблицы видна довольно четкая связь скоростей накопления донных осадков и роста железомарганцевых конкреций. Бедные и умеренно богатые

конкреционные руды Со (Южная котловина), Ni-Cu-Co (район гор Музыкантов, Центральная и Северо-Западная котловины) залегают на красных глубоководных глинах с низкой скоростью накопления (1,16—1,82 мм/тыс. лет) и сами имеют низкие скорости образования (2,2—3,1 мм/млн. лет).

Скопления богатых конкреций Ni-Cu специализации (район Клариян—Клиппертон, Перуанская котловина) залегают преимущественно на кремнистых диатомово-радиоляриевых илах с довольно высокой скоростью накопления (3,1—7 мм/тыс. лет) и сами имеют высокие скорости образования 6,5—18 мм/млн. лет.

Повышенные (до 3—7 мм/тыс. лет) скорости накопления донных осадков, вероятно, создают более благоприятные условия для их диагенетических преобразований и дополнительного притока металлов в период роста конкреций. Скорость их роста также повышается и конкреции обогащаются рядом важных компонентов: марганцем, никелем, медью и др. Это хорошо видно на примере зоны Клариян—Клиппертон (см. рис. 2), где продуктивный конкреционный горизонт совпадает с максимумом скорости осадконакопления.

Если скорость осадконакопления низкая (1—2 мм/тыс. лет), конкреции лежат на уплотненных донных осадках, в которых процессы ранних диагенетических преобразований существенной ремобилизации металлов не дают. Преобладает гидрогенный источник поступления рудного материала в конкрециях, следствием чего являются их более медленный рост и невысокие значения суммы полезных компонентов.

Железомарганцевые корки вулканических поднятий, обычно обогащенные кобальтом, иногда марганцем, образуются на поверхности коренных пород. Скорости их роста в районах Лайн, Уэйк-Неккер и Туамоту низкие (1,7—2,4 мм/млн. лет), а в районе Гавайского поднятия высокие (10,6 мм/млн. лет). Увеличение скоростей поступления рудных компонентов в Гавайском районе, вероятно, связано с дополнительной эндогенной поставкой рудного вещества вследствие активного недавнего и современного вулканизма. На

Скорости роста конкреций Тихого океана и их соотношение со скоростями накопления вмещающих осадков

Тип морфоструктуры	Название морфоструктуры	Железомарганцевые конкреции			Донные осадки		
		Скорость роста, мм/тыс. лет	Число замеров	Геохимическая специализация	Тип	Скорость накопления, мм/млн. лет	Число замеров
Океанические котловины	Северо-Восточная: район гор Музыкантов	3,1	3	Ni-Cu-Co	Красные глубоководные глины	1,82	10
	поле Клариян—Клиппертон, западный район	3,6	16	То же	То же	0,48	24
	то же, центральный район	6,49	47	Ni-Cu	Кремнистые илы	3,03	40
	Центральная: западный и северный районы	2,8	3	Ni-Cu-Co	Красные глубоководные глины	1,16	33
	южный район	4,9	15	Ni-Cu	Кремнистые илы	3,54	29
	Южная	2,2	6	Со	Красные глубоководные глины	1,17	8
	Северо-Западная	2,8	3	Ni-Cu-Co	То же	1,4	12
	Перуанская	18	1	Ni-Cu	Кремнистые илы	5	1
	Чилийская	9	1	То же	То же	3	1
	Гватемальская	55	2	Не опр.	„	6,6	1
Вулканические поднятия	Гавайское	10,6	10	Со (богатая)	Карбонатные илы	—	—
	Лайн	2,4	6	То же	То же	—	—
	Уэйк-Неккер	2,1	3	„	„	—	—
	Туамоту	1,7	4	„	„	—	—
	Восточно-Тихоокеанское	45	3	Не опр.	„	—	—

островах Лайн, Туамоту и Уэйк-Неккер современный вулканизм отсутствует. Поскольку корки формируются на поверхности скальных пород, то своим происхождением они обязаны в основном гидрогенному механизму.

По данным Ю. А. Богданова (1985 г.), в строении корок намечается зональность. Самая высокая концентрация кобальта отмечается в верхних горизонтах корок, ниже содержания снижаются в 1,5—2 раза. Время формирования корок может составлять 10 млн. лет и более.

Железомарганцевые корки районов Срединно-океанических хребтов имеют очень низкие содержания металлов.

Они характеризуются скоростями роста 47—50 мм/млн. лет. Повышение скорости их роста по сравнению с гидрогенными корками связано с активной гидротермальной деятельностью.

Районы Северной приэкваториальной зоны Тихого океана наиболее богаты рудными конкрециями. Сопоставим скорости (мм/тыс. лет) накопления однотипных бескарбонатных веществ-генетических типов донных осадков к западу и к востоку от островного поднятия Лайн, делящего зону на две части, в которых сформировались Центральнотихоокеанское поле (к западу) и поле Клариян—Клиппертон (к востоку).

Поля конкреций	Красные глубоководные глины	Кремнисто-глинистые илы	Кремнистые илы
Центральнотихоокеанское	2,35	3,36	4,80
Клариян—Клиппертон	0,48	2,28	3,70

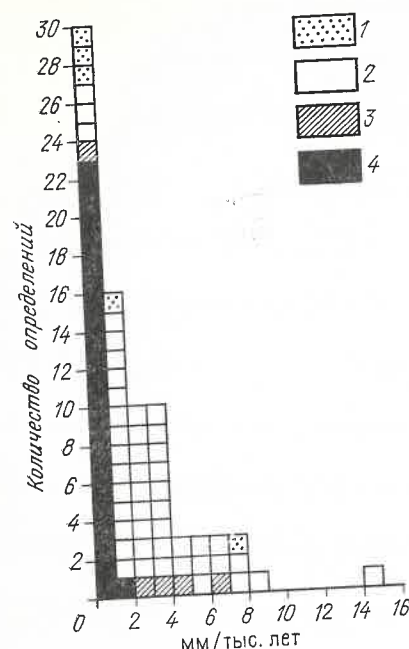


Рис. 3. Гистограмма скоростей осадконакопления различных вещественно-генетических типов донных осадков, район Клариян—Клиппертон
1—3 — илы: 1 — карбонатные, 2 — кремнистые, 3 — кремнисто-глинистые; 4 — красные глубоководные глины

Скорость осадконакопления возрастает от красных глубоководных глин к кремнисто-глинистым илам и далее к кремнистым илам в соотношении для Центральнотихоокеанского поля 1,0:1,4:2,4*, для поля Клариян—Клиппертон 1,0:4,7:7,7*.

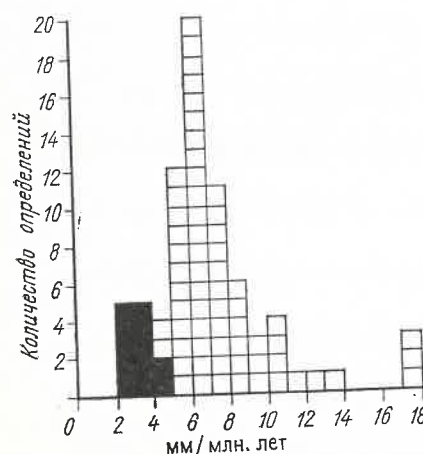


Рис. 4. Гистограмма скоростей роста железомарганцевых конкреций в зависимости от вещественно-генетического типа донных осадков
Усл. обозн. см. рис. 3

* За 1,0 принята скорость накопления красных глубоководных глин.

вывод о существенных различиях режимов осадконакопления в пределах двух крупнейших конкреционных объектов Тихого океана. В поле Клариян—Клиппертон донные осадки имеют в целом более низкие темпы формирования, наблюдается высокая контрастность в режимах седиментации на участках распространения красных глубоководных глин и кремнистых илов (рис. 3). Коэффициент контрастности (т. е. отношение скорости наиболее быстро формирующихся осадков к скорости накопления донных осадков, накапливающихся медленно) достигает 8. В Центральнотихоокеанском поле вариации скорости осадконакопления менее значительны. Коэффициент контрастности 2,5.

Скорости роста железомарганцевых конкреций в целом варьируют (мм/млн. лет) от 2 до 15. Гистограмма их распределения (рис. 4) имеет четкую двумодальную форму с первым максимумом от 2 до 3 мм/млн. лет. Второй максимум отвечает интервалу 5—9 мм/млн. лет. Характер изменчивости скоростей роста конкреций в Северной приэкваториальной зоне Тихого океана хорошо коррелируется с тремя взаимосвязанными параметрами: морфологией, вещественным составом конкреций и типом донных осадков, на которых они залегают. Первый экстремум возникает благодаря группе конкреций, залегающих на красных глубоководных глинах, а второй связан с конкрециями, встреченными среди кремнистых илов. Первая группа относится к умеренно богатым сростковым конкрециям с суммой $Ni+Cu=1,5\%$. Они наиболее широко распространены в Центральной котловине и отмечаются в западной части поля Клариян—Клиппертон. Вторая, представленная дискоидальными конкрециями, содержит в сумме Ni и Cu 2,3%. Они преобладают в центральной и восточной частях поля Клариян—Клиппертон. Умеренно богатые конкреции в поле Клариян—Клиппертон залегают на красных глубоководных глинах, скорость накопления которых низкая (0,5 мм/тыс. лет). Скорость роста этих конкреций составляет 3,0 мм/млн. лет. Темпы формирования осадков, на которых залегают богатые рудными ком-

понентами конкреции в поле Клариян—Клиппертон 3,7 мм/тыс. лет, а в Центральнотихоокеанском 4,8 мм/тыс. лет, при скорости роста конкреций 6—7 мм/млн. лет.

Вопрос о причинах нахождения железомарганцевых конкреций на поверхности океанического дна, несмотря на то что их объемный вес ($1,95 \text{ г/см}^3$) выше объемного веса донных осадков ($1,3 \text{ г/см}^3$), объясняется, по-видимому, следующим. Несущая способность донных осадков ($10\text{—}20 \text{ г/см}^3$) вполне достаточна для удержания конкреций, давление которых на 1 см^2 (при поперечных размерах, в частности дискоидальных конкреций от 1,0 до 100 см) составляет $3\text{—}5 \text{ г/см}^2$. Рост давления отмечается по мере увеличения диаметра дискоидальных конкреций. Крупные (более 100 см в поперечнике) стяжения могут оказывать давление до $6\text{—}8 \text{ г/см}^2$ и нередко оказываются погребенными более чем на $3/4$ своего вертикального размера. С позиции рассматриваемого механизма пояснок дискоидальных конкреций играет немаловажную роль, увеличивая площадь конкреций на $15\text{—}20\%$, что способствует их удерживанию на поверхности дна.

Таким образом, в глубоководных районах Тихого океана: 1) богатые никель-медные железомарганцевые конкреции растут быстрее ($6\text{—}18 \text{ мм/млн. лет}$), чем аналогичные более бедные конкреции (3 мм/млн. лет); 2) для роста богатых никель-медных конкреций благоприятны кремнистые илы, скорость накопления которых $3\text{—}5 \text{ мм/тыс. лет}$. Красные глубоководные глины, скорости накопления которых минимальны (2 мм/тыс. лет и менее), не могут рассматриваться как среда, оптимально благоприятная для образования богатых никель-медных конкреций; 3) в районах, где седиментационная контрастность проявлена слабо, преобладают бедные и иногда встречаются умеренно богатые конкреции;

4) резкая контрастность в скоростях седиментации способствует крупномасштабной локализации богатых никель-медных конкреционных руд в пределах участков с оптимальными для их образования скоростями осадконакопления ($3\text{—}5 \text{ мм/тыс. лет}$); 5) железомарганцевые корки и конкреции подводных гор, поднятий и срединно-океанических хребтов формируются с различной скоростью от $1,7$ до $45,0 \text{ мм/млн. лет}$. Богатые кобальтом гидрогенные корки имеют преимущественно низкую скорость образования $1,7\text{—}3,0 \text{ мм/млн. лет}$. Высокая скорость характерна для гидротермальных корок ($41\text{—}50 \text{ мм/млн. лет}$) срединных хребтов, содержащих марганец или железо и очень низкие концентрации никеля, меди и кобальта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батулин Г. Н. Возраст и скорость роста железомарганцевых конкреций.— В кн.: Железомарганцевые конкреции Центральной части Тихого океана. М., 1986, с. 284—296.
2. Безруков П. Л., Скорнякова Н. С., Мурдама И. О. Вопросы генезиса железомарганцевых конкреций.— В кн.: Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М., 1976, с. 241—249.
3. Кузнецов Ю. В. Радиохронология океана. М.: Атомиздат, 1976.
4. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974.
5. Страхов Н. М. Условия образования конкреционных железомарганцевых руд в современных водоемах.— Литология и полезные ископаемые, 1976, № 1, с. 3—19.
6. Andersen M. E., Macdougall J. D. Accumulation rates of manganese nodules and sediments: an alpha track method.— Geophys. Res. Lett., 1977, vol. 4, p. 351—353.
7. Heye D. Washstunver Baltnisse von Marganknollen.— Geol. Jb., 1975, R. E. H. S., s. 3—122.
8. Huh C. A., Ku T.-L. Radiochemical observations on manganese nodules from three sedimentary environments in the north Pacific.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1984, vol. 48, N 5, p. 951—963.
9. Piper D. Z., Gibson C. N. Nodule growth rates in the GH79-1 area.— Geol. Surv. Japan Cruise Report., N 15, 1981, p. 265—269.



УДК 552.16 : 551.71/72(470.22)

И. К. ШУЛЕШКО, В. Н. КОЖЕВНИКОВ,
А. П. ЧУХОНИН (ИГГД АН СССР)

Ранний метаморфизм восточной части Балтийского щита (по геологическим и изотопным данным)

В восточной части Балтийского щита выделен ряд блоков, сложенных архейскими комплексами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. Наиболее крупные из них — Вокнаволоцкий, Водлозерский и Тулосский (рис. 1) — отличаются от окружающих гранит-зеленокаменных ареалов внутренним строением, геологической и структурно-метаморфической эволюцией, а также характером гравитационного и магнитного полей [5, 6].

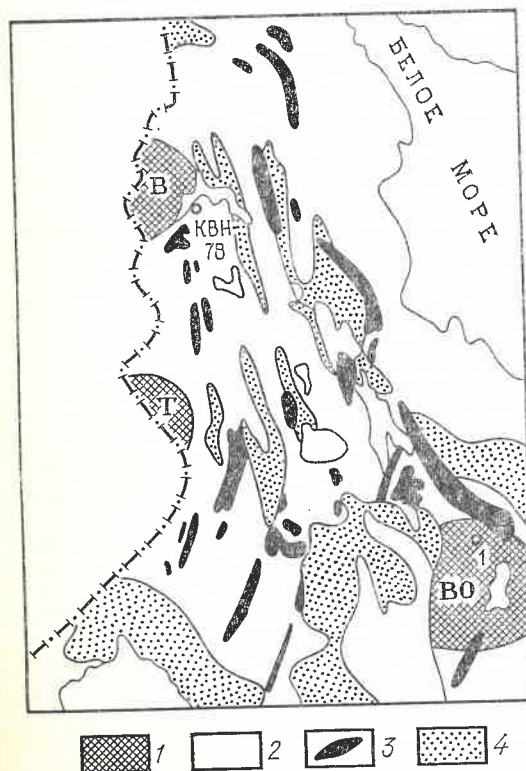


Рис. 1. Схема геологического строения Карелии
1 — нижнеархейские высокометаморфизованные блоки (В — Вокнаволоцкий, Т — Тулосский, ВО — Водлозерский); 2 — гранитогнейсовые ареалы; 3 — зеленокаменные структуры; 4 — протерозойские вулканогенно-осадочные структуры; 1, КВН-78 — точки опробования

В Вокнаволоцком блоке, район оз. Верхнее Куйто (рис. 2), высокометаморфизованные породы представлены биотит-плагиоклаз-кварцевыми, гранат-биотитовыми, силлиманит-гранат-биотитовыми и другими лейкокрастовыми гнейсами с подчиненным количеством амфиболсодержащих пород: амфибол-плагиоклаз-кварцевых и амфибол-плагиоклазовых кристаллосланцев. Локально проявлены пироксенсодержащие разновидности пород: двупироксен-роговообманково-биотит-плагиоклазовые и диопсид-роговообманково-плагиоклаз-кварцевые кристаллические сланцы. Широко развиты интрузивные и ультрамагматические гранитоиды. Жильный материал сложен ассоциациями как амфиболитовой фации К- и Наряда, так и гранулитовой фации — гиперстенсодержащими энтербитами и чарнокитами. Л. П. Свириденко (1974 г.) рассматривает все гранулитовые ассоциации как реликтовые раннеархейские, претерпевшие диафорические изменения в ходе позднеархейской (ребольской) складчатости. Изучение структурно-равновесных ассоциаций из пород гранулитовой фации метаморфизма показало, что они синхронны именно позднеархейским деформациям [3]. Вдоль восточного контакта Вокнаволоцкого блока располагается крупная интрузия порфировидных микроклиновых гранитов, прорывающая и высокометаморфизованный комплекс, и комплекс гранитогнейсов, относящийся к гранит-зеленокаменной области (рис. 1, точка КВН-78).

В Тулосском блоке жесткие выступы, окруженные более пластичной гранито-гнейсовой матрицей (рис. 3), сложены грубостратифицированными породами с пологим до горизонтального залеганием. Вскрытая эрозией

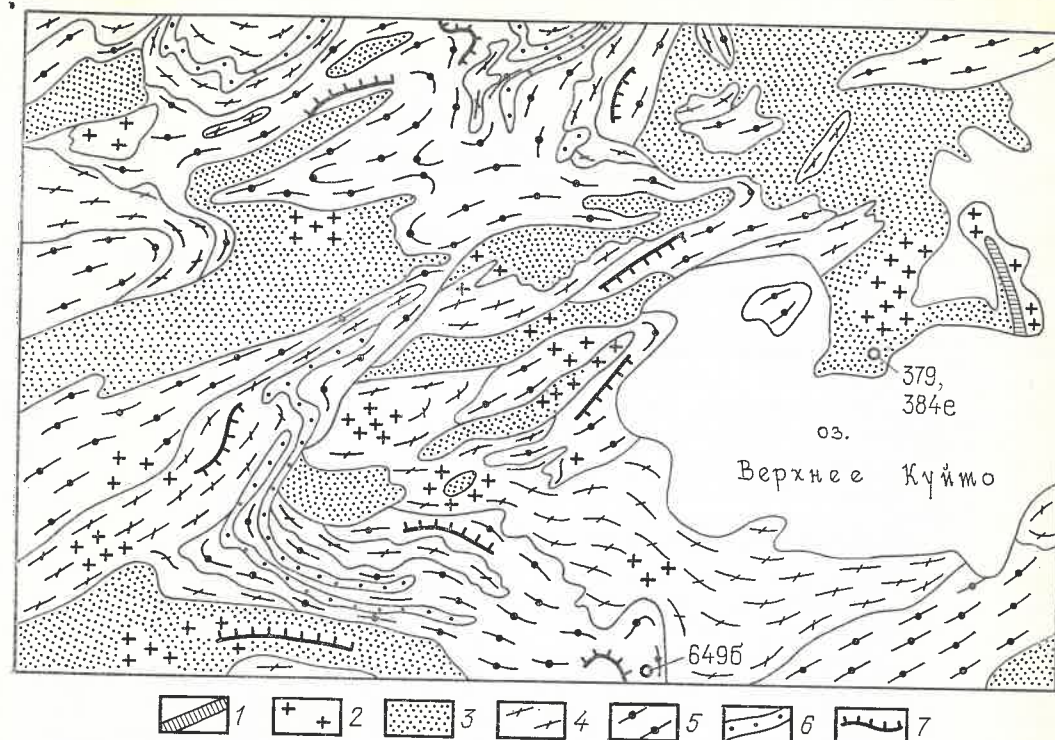
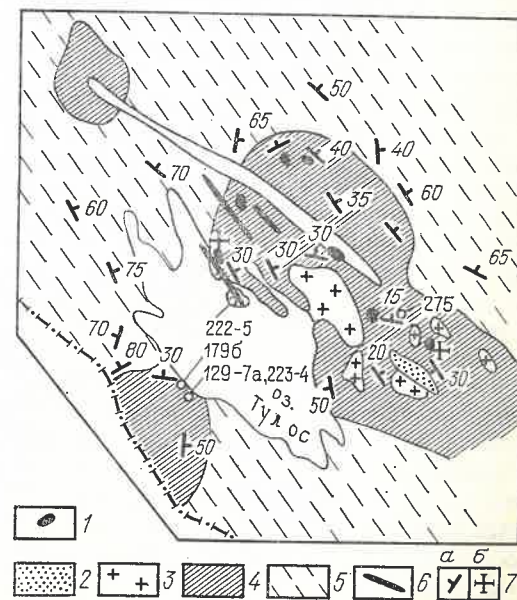


Рис. 2. Геологическая карта фрагмента Вокнаволоцкого блока, по [4]
1 — дайки базитов; 2 — микроклиновые граниты; 3 — плагиогматитграниты; 4 — гнейсы кислого состава;

5 — гнейсы и сланцы основного состава, нередко с пироксеном; 6 — гнейсы с гранатом и силлиманитом; 7 — обобщенное залегание пород; 6496, 379, 384e — точки опробования

нижняя часть разреза сложена гетерогенным мультимодальным комплексом пород от гипербазитового до кислого состава с преобладанием диорит-гранодиоритов, метаморфизованных в условиях гранулитовой — высокотемпературной амфиболитовой фации. Специфичными для этого комплекса являются гранат-силлиманит-ортоклазовые породы — кондалиты, мелкозернистые двупироксеново-роговообманковые и роговообманковые кристаллосланцы среднего состава с резко повышенными концентрациями К, Р, Ti, Zr, Rb, Y, Sr. Выше залегает метаморфизованный в условиях амфиболитовой фации комплекс, сложенный грубополосчатыми биотитовыми и роговообманково-биотитовыми тоналито-гнейсами с послойными телами мафит-ультрамафитов. Отмеченная вертикальная метаморфическая зональность конформна со стратификацией пород и представляется авторам результатом проявления наиболее раннего метаморфизма исследованных образований.



Грубостратифицированная толща прорвана интрузиями чарнокитов и чарноэнтербитов, содержащих ксенолиты [12]. Синхронно с внедрением этих интрузий происходила мигматизация вмещающих пород в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Характер распределения жильного материала в гнейсах (ветвящиеся жилы, гнезда), короткие крылья флексур, кинк-зоны, агматитовые трещины, а также складки послойного типа свидетельствуют о том, что сопряженная с гранулитовым метаморфизмом деформация носила существенно хрупкий или пластично-хрупкий характер [2]. Наличие в интрузивных чарнокитах ксенолитов пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, и прогрессивная направленность минеральных превращений при мигматизации являются геологическими свидетельствами возрастного разрыва между ранним метаморфизмом, имеющим субгоризонтальные фациальные границы, и поздним гранулитовым высокоградиентным метаморфизмом (роговикового типа) с латеральной зональностью.

В пределах Водлозерского блока, в той его части, которая характеризуется повышенным гравитационным полем и повышенным низкоградиентным магнитным полем, обнажаются метаморфизованные в амфиболитовой фации пологозалегающие гранодиориты роговообманково-биотит-кварц-плагиоклазового состава с фрагментами пород более основного и более кислого составов (см. рис. 1, точка 1). С наложенными, более крутыми структурами связана микроклинизация указанных пород.

Результаты предыдущих изотопно-геохронологических исследований древнейших пород Карелии также свидетельствуют о сложной истории их развития, неоднократном нарушении замкнутости их геохронометрических систем [1, 4, 7]. К-Аг возраст их, как правило, 1600—1900 млн. лет, Rb-Sr — не превышает 2700 млн. лет, а U-Pb определения по цирконам как из древнейших образований, так и прорывающих их гранитоидов дают значения 2600—2800 млн. лет, что обычно объясняется интенсивной геохимической активностью региона в

рассматриваемый период, которая и привела к выравниванию изотопных датировок разновозрастных образований. Это обстоятельство затрудняет интерпретацию получаемых результатов в рамках упрощенных моделей, свидетельствует о необходимости проведения комплексных изотопно-геохимических и минералого-петрографических исследований для выявления неискаженной изотопной информации.

Присутствие циркона практически во всех горных породах, связь облика кристаллов с генезисом вмещающих образований, относительная устойчивость к механическим и химическим воздействиям, содержание радиоактивных элементов и некоторые другие свойства обуславливают применимость его для расшифровки и датирования геологических процессов в областях с полициклическим развитием. Гетерогенность внутреннего строения циркона и многообразие внешних форм свидетельствуют о длительной и сложной истории его формирования в процессе становления и преобразования горных пород, особенно древнейших [13, 14]. Традиционный U-Th-Pb метод датирования по циркону широко применяется при геохронологических исследованиях раннедокембрийских пород. Однако он включает весьма трудоемкую аналитическую стадию и требует отбора достаточно большого количества монофракций циркона. Свинцовое датирование микроколичеств (моногомераций) цирконов с использованием методики термоядерной эмиссии (ТИЭ) представляется наиболее перспективным для детального геохронологического изучения [8, 9]. Pb-Pb система в цирконах более устойчива к воздействию наложенных процессов по сравнению с K-Ag и Rb-Sr. В отличие от Rb-Sr системы, она не искажается при современном выносе свинца в гипергенных условиях.

Рассчитанное по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}_{\text{рад}}/^{206}\text{Pb}_{\text{рад}}$ значение возраста t всегда находится в пределах $t_m \leq t \leq t_0$, где t_0 — время кристаллизации циркона, t_m — время воздействия наложенного процесса, искажившего его U-Pb систему. Практическая невозможность получения более древнего значения, чем время кристаллизации

циркона, является весьма существенным преимуществом методики, позволяющим успешно применять ее для выявления участков пород, сохранивших наиболее древнюю изотопную информацию [10]. Отсутствие сложных химических процедур определяет сравнительную экспрессность получения результата, а высокая чувствительность — возможность проведения изотопного анализа из микроколичества циркона ($\sim 0,1$ мг). Это позволяет проводить детальные изотопные исследования тщательно отобранных единообразных зерен циркона, приуроченность которых к определенным событиям подтверждается геолого-петрографическими данными.

Применение указанной методики изотопного анализа и датирования дает ограниченную информацию по сравнению с полным циклом традиционного U-Th-Pb метода: лишь Pb-Pb изотопное отношение и соответствующее ему значение возраста. Интерпретация такого единичного результата с большой степенью достоверности затруднительна, особенно для пород, имеющих сложную историю развития. Критерием надежности полученного при этом значения возраста может служить совпадение результатов для цирконов разных проб или для разных фракций (морфологических разновидностей) цирконов одной пробы, имеющих различную концентрацию урана.

Высказанное утверждение основывается на следующем: если значения возраста, вычисленные по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ совпадают для нескольких проб когенетических цирконов, то изохрона Аренса—Везерилла, построенная для этих цирконов при исследовании их традиционным U-Pb методом, проходит вблизи начала координат. Такой случай интерпретируется как эпизодическая потеря цирконами части радиогенного свинца в ходе современного процесса, что совершенно не сказывается на изотопном отношении $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (если, конечно, в ходе процесса не происходит фракционирование изотопов свинца). Разбег экспериментальных точек по изохроне Аренса—Везерилла определяется степенью потери свинца цирконами разных проб (фракций), которая

большинством исследователей связывается со степенью нарушенности (метамиктности) кристаллической структуры цирконов, в свою очередь в значительной степени зависящей от концентрации U. Таким образом, получение одинакового возраста для двух (или более) проб цирконов, значительно различающихся по концентрации U, а следовательно, и в разной степени предрасположенных к потере радиогенного свинца, свидетельствует о надежности полученного значения возраста.

Если исследуемые породы были затронуты промежуточным наложенным процессом, который привел к искажению уран-свинцовых соотношений в цирконах, то построенная для них изохрона Аренса—Везерилла проходит выше начала координат. В этом случае значения возраста по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ следует относить к категории «кажущихся». Степень отклонения (омоложения) кажущихся значений от истинного возраста цирконов пропорциональна потерям радиогенного свинца. Именно этот процесс в большинстве случаев ответствен за искажение уран-свинцовых соотношений в цирконах. Для цирконов с нарушенной (метамиктной) структурой такие отклонения, как правило, больше, чем для хорошо сохранившихся цирконов. Следовательно, при изотопном анализе методом ТИЭ серии когенетических цирконов наилучшее приближение к истинному возрасту можно получить для разновидности, в большей степени сохранившей кристалличность всей структуры. Однако и этот результат, если он не подтвержден независимыми методами, может быть проинтерпретирован лишь как верхний (минимальный по абсолютному значению) возрастной предел исследованных пород.

По Вокнаволоцкому блоку изучено четыре типа пород, места опробования которых показаны на рис. 1, 2. В 60 км к северу от г. Костомукша из блока размером 150×50 м, тектонически контактирующего с мигматитами и микроклиновыми гранитами, сложенного тонкоперемежающимися кристаллическими сланцами биотит-амфиболового состава с варьирующим количеством лейкокра-

Таблица 1

Химический состав пород, %

Оксиды	129-7а	222-5	275	1	6496
SiO ₂	60,32	53,58	63,62	66,86	62,48
TiO ₂	0,30	0,69	0,48	0,47	0,56
Al ₂ O ₃	15,50	16,61	15,91	15,94	15,98
Fe ₂ O ₃	1,38	3,88	1,75	1,52	1,42
FeO	3,35	5,67	4,16	2,42	3,91
MnO	0,12	0,21	0,08	0,06	0,10
MgO	2,69	4,80	2,70	1,45	2,79
CaO	4,97	7,70	3,64	4,40	6,30
Na ₂ O	2,92	3,91	3,68	4,50	3,35
K ₂ O	7,35	1,28	2,36	1,44	1,03
H ₂ O ⁻	0,15	0,22	0,32	0,12	0,08
П. п. п.	0,66	1,00	1,35	0,48	1,41
P ₂ O ₅	0,58	0,26	0,15	0,19	0,14

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии Карельского филиала АН СССР.

товых минералов, была отобрана проба 6496. Это зеленовато-серая мелкозернистая существенно амфиболовая порода — предположительно исходный вулканит основного состава (табл. 1). Цирконы имеют округлую форму с блестящей многогранной поверхностью, прозрачны, коричневого и светло-коричневого цвета.

В районе оз. Верхнее Куйто отобрана проба 379 из небольшого массива чарнокитового состава с обилием ксенолитов, амфибол-биотитовых кристаллических сланцев и амфиболитов и 384е — из жилы эндербитового состава, прорывающей гранитогнейсы, гнейсы и амфиболиты.

Из пробы 379 выделены следующие четыре разновидности циркона.

1. Идиоморфные темнокоричневые крупные зерна (более 0,15 мм), иногда их сростки и почковидные агрегаты. В центральных частях многих зерен различаются ядра розового прозрачного циркона.

2. Идиоморфные мелкие (менее 0,1 мм) зерна призматического облика, гиацитного габитусного типа, а также с гнями острых пирамид, светло-желтые; отдельные зерна почти бесцветные.

3. Округлые, без простых форм зерна размером менее 0,1 мм, прозрачные, розового цвета с блестящими поверхностями. Эти цирконы, вероятно, аналогичны ядрам в цирконе разновидности 1.

4. Длиннопризматические оплавленные (?) прозрачные зерна розового цвета; коэффициент удлинения (отношение длины к ширине) $K_{уд}$ 3—5. (Для этой разновидности изотопные измерения провести не удалось из-за чрезвычайно малого количества материала).

Цирконы пробы 384е представлены идиоморфными призматическими кристаллами умеренного удлинения, гиацитного габитуса. В большинстве зерна прозрачные, коричневые и бурокоричневые, размером до 0,15 мм; зональность подчеркнута пылевидными черными микровключениями. Встречаются уплощенные зерна и сростки по два зерна и более.

Здесь же опробовались крупнозернистые микроклиновые граниты, прорывающие гнейсы и гранитогнейсы Вокнаволоцкого блока (проба КВН-78). Циркон представлен крупными (до 0,5 мм) идиоморфными короткопризматическими прозрачными кристаллами. Цвет желтый, однородный; поверхность блестящая.

Для цирконов из всех опробованных пород Вокнаволоцкого блока получены возрастные значения 2,8—2,7 млрд. лет (табл. 2), что, по-видимому, свидетельствует о сближенности времени проявления метаморфизма гранулитовой фации, внедрения интрузивных чернокинтоидов и микроклиновых гранитов. В этом случае значения, полученные по циркону из вме-

Таблица 2

Изотопные отношения свинца в цирконах

Порода	Проба	Разновидность циркона	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Возраст, млн. лет
Вокнаволоцкая структура					
Кристаллосланец амфиболовый	649в	Светлые, коричневатые, прозрачные мелкие, изометричные и округленные зерна	0,06	0,1852±0,0020	2700±40
Чарнокит	379-1	Коричневые зональные зерна (поздняя генерация)	0,09	0,1418±0,0043	2250±50 *
"	379-2	Светло-бурые, желтоватые зерна, обрастания (средняя генерация)	0,06	0,1863±0,0022	2710±20 *
"	379-3	Розовые зерна (ранняя генерация)	0,09	0,1978±0,0027	2810±30 *
Эндербит	384е	Светлые, коричневые, бурые зерна	0,08	0,1830±0,0056	2680±50 *
Гранит микроклиновый	КВН-78	Желтоватые, призматические зерна	0,05	0,1884±0,0043	2730±90

Тулосская структура

Кристаллосланец	129-7а	Светло-желтые, субидиоморфные зерна	0,10	0,1807±0,0028	2660±50
Гранитогнейс	1796	Бурые, желто-бурые зерна	0,09	0,1910±0,0020	2750±50
Пегматоидные обособления в чарнокитах	223-4а	Коричневые, призматические, умеренно удлиненные, прозрачные зерна	0,19	0,1821±0,0023	2670±50
"	223-4б	Коричневые, длиннопризматические, прозрачные зерна	0,18	0,1831±0,0020	2680±50
"	223-4в	Бурые, умеренно удлиненные, непрозрачные зерна	0,20	0,1803±0,0031	2660±50
Амфиболит	222-5	Розовые зерна (II генерация)	0,12	0,1892±0,0057	2740±60
"	"	Розовые зерна с ядрами	0,12	0,1921±0,0066	2760±70
"	"	То же	0,11	0,2532±0,0120	3205±100
"	"	Отдельные ядра (I генерация)	0,08	0,241±0,010	3130±80
"	"	То же	0,10	0,2807±0,0096	3370±80
"	"	Розовые зерна с бесцветной каймой циркона (III генерация)	0,10	0,1853±0,0037	2700±40
"	"	Бесцветные зерна (III генерация)	0,10	0,1868±0,0055	2710±60
Тоналитогнейс	275	Розовые зерна (обрастания), переработанные ядра	0,10	0,1838±0,0033	2690±50
"	"	Бесцветные зерна (поздняя генерация)	0,10	0,1818±0,0053	2670±50

Водлозерская структура

Гранодиорит	1	Прозрачные светлокорицевые зерна, —0,2+0,07 мм	0,10	0,2232±0,0056	3000±40 **
"	"	То же, +0,2 мм	0,10	0,2392±0,0170	3100±100 **

Примечание. Анализы, отмеченные одной звездочкой, выполнены С. А. Сергеевым, двумя — Б. С. Богомоловым на масс-спектрометре МИ-1201. Погрешности приведены для 95 % доверительной вероятности. Использованы константы: $\lambda_{238}=1,5513 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $\lambda_{235}=9,8485 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137,88$.

шающих пород (проба 649в), следует считать заниженными из-за воздействия названных процессов. Образование наиболее поздней генерации циркона пробы 379, проявленной в виде наростов и обрастаний по зернам более ранних генераций, следует связывать, вероятно, с воздействием щелочного метасоматоза, происходившего не ранее 2,25 млрд. лет назад.

В Тулосском блоке (см. рис. 3) исследованы диопсид-биотит-плагиоклазовые кристаллосланцы, частично чарнокитизированные при умеренных или низких давлениях и температурах, повышающихся до условий гранулитовой фации (680—780 °C) — проба 129-7а, а также амфибол-биотитовые гранитогнейсы — проба 179б. Названные породы слагают грубоэпифидицированную толщу. Контакты чарнокитов с вмещающими породами постепенные; в массиве имеются реликты вмещающих пород и унаследованные структуры. Циркон из пробы 129-7а представлен мелкими (0,03—0,1 мм) длиннопризматическими ($K_{уд}$ 2—5) прозрачными светло-желтыми кристаллами с округленными очертаниями. Зерна циркона пробы 179б бурые, субидиоморфные, с округленными вершинами и ребрами, следами коррозии на поверхности и редкими тонкими каемками обрастания.

Из наиболее поздних гигантозернистых пегматоидных обособлений чарнокитового состава, образованных по двум упомянутым выше породам, также выделен циркон (проба 223-4). Он представлен крупными (до 0,5 мм), светло-коричневыми и коричнево-бурыми, хорошо ограниченными кристаллами с острыми ребрами и вершинами, без следов коррозии и обрастания. Облик кристаллов типично «магматический», что позволяет предположить образование их из расплава. По характеру удлинения, цвету и прозрачности выделено три разновидности, проанализированные отдельно: призматические, умеренно удлиненные ($K_{уд}$ 1,5—2,5) прозрачные кристаллы коричневого цвета (см. табл. 2, проба 223-4а); длиннопризматические ($K_{уд} > 3$), коричневые и светло-бурые кристаллы (проба 223-4б); полупрозрачные и непрозрачные коричневые и бурые кристаллы (проба 223-4в) с отдельными

сахаровидными участками ($K_{уд}$ 2—5). Для всех разновидностей циркона пробы 223-4 получены совпадающие значения, что с учетом кристалломорфологических характеристик свидетельствует о новообразовании циркона пегматоидных обособлений в процессе чарнокитизации.

U-Pb система цирконов из диопсид-биотит-плагиоклазовых кристаллосланцев (проба 129-7а) при гранулитовом метаморфизме преобразовалась: весь накопившийся к тому времени радиогенный свинец был вынесен, и отсчет времени в ней начался заново. Зерна циркона при этом частично растворились; обрастания их веществом новообразованной генерации, подобной цирконам пробы 223-4, не обнаружено. Дополнительным подтверждением разных условий кристаллизации рассмотренных цирконов может служить различие в них отношения $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, являющегося индикатором торий-уранового отношения в цирконах и, следовательно, в среде кристаллизации. Для циркона из вмещающих гранитогнейсов (проба 179б) получено более древнее значение возраста — 2,75 млрд. лет.

Таким образом, целенаправленный отбор материала позволил авторам в процессе предыдущих изотопно-геохронологических исследований [11] датировать геологические и термальные события, с которыми связан последний гранулитовый метаморфизм. Значения возраста 2,68—2,66 млрд. лет (см. табл. 2), полученные по моногенерациям цирконов из интрузивных чарнокитов и метаморфизованных в условиях гранулитовой фации кристаллосланцев, свидетельствуют о синхронности последнего гранулитового метаморфизма (роговикового типа) и внедрения чарнокитоидов. Далее была предпринята попытка датирования по цирконам более ранних метаморфических событий. Образцы отобраны из пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, не затронутых гранулитовым метаморфизмом.

Проба 222-5 представлена биотит-плагиоклаз-роговообманковым амфиболитом, химический состав которого приведен в табл. 1. Эта порода образует интенсивно деформированные, нередко будинированные и смятые в

складки прослои пятнисто-зеленого цвета, залегающие среди тоналитогнейсов, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. При изучении цирконового концентрата выявлено три генерации его, определяемые по их четким однозначным взаимоотношениям. Подавляющую массу концентрата (~99 %) составляют светло-розовые прозрачные и непрозрачные из-за сильной трещиноватости кристаллы идиоморфной и субидиоморфной формы в основном цирконового габитуса. Облик кристаллов призматический, удлинение умеренное ($K_{уд}$ 2—4); нередко наблюдается тонкая внутренняя зональность, подчеркнутая пылевидными микровключениями. В таких кристаллах отмечаются прозрачные цирконовые ядра желто-коричневого цвета, которые встречаются и в виде отдельных изометричных зерен с округленными очертаниями и матовой сильно трещиноватой поверхностью. Размер зерен резко превышает 0,05 мм; содержание их в общей массе концентрата незначительно (менее 1 %).

Подобные зерна и ядра отнесены нами к наиболее ранней — I генерации циркона; II генерацию представляют цирконы основной массы концентрата. К более поздней — III генерации отнесены бесцветные, изредка чуть розоватые идеально прозрачные наросты и обрастания вокруг зерен II генерации, встречающиеся также в виде отдельных длиннопризматических и копьевидных кристаллов. Поздние цирконы составляют менее 1 % массы всего концентрата.

Проба 275 — это темно-серый грубо-неяснополосчатый тоналитогнейс (см. табл. 2), состоящий из биотита, плагиоклаза и кварца. Порода характеризуется пологим залеганием ранней полосчатости, параллельно которой наблюдаются прослои меланократовых горнблендитов ультрамафит-мафитового состава, метаморфизованные в амфиболитовой фации. Мономинеральный концентрат циркона в основном представлен однородными идиоморфными и субидиоморфными призматическими кристаллами; размер их менее 0,075 мм, $K_{уд}$ 3—4, цвет розовый и светло-коричневый, но единичные кристаллы практически бесцвет-

ны. Часто отмечаются тонкозональное внутреннее строение, а также обилие пылевидных микровключений. По совокупности признаков такие цирконы схожи с цирконами II генерации пробы 222-5. В чрезвычайно редких случаях отмечено обрастание описанных цирконов новообразованным веществом, аналогичным III генерации циркона пробы 222-5.

Результаты определения изотопных отношений радиогенного свинца в моногенерациях циркона пробы 222-5 и вычисленные по ним значения возраста (см. табл. 2) нужно, вероятно, интерпретировать следующим образом. По цирконам II генерации, кристаллизация которых, по-видимому, синхронна с метаморфизмом первичной породы (предположительно габбро-диорита, см. табл. 1) в условиях амфиболитовой фации, получены кажущиеся значения возраста в диапазоне 2,76—2,69 млрд. лет, что может быть объяснено различной степенью искажения U-Pb системы при метаморфизме 2,68—2,66 млрд. лет назад. В такой ситуации наиболее достоверно время кристаллизации цирконов II генерации, и соответственно проявление метаморфизма с вертикальной зональностью датируется по цирконам, лучше сохранившим замкнутость U-Pb системы, как 2,76—2,74 млрд. лет.

Проявленность локального гранулитового метаморфизма с возрастом 2,68—2,66 млрд. лет, не отмеченная при изучении породообразующих минералов исследованных образцов, подтверждается наличием в них цирконов III генерации, изотопные датировки которых (2,71—2,67 млрд. лет) в пределах погрешности совпадают со временем названного метаморфизма. Такие же значения получены по цирконам III и II генерации (проба 275). Для цирконов I генерации определен наиболее древний из известных на Балтийском щите возраст — 3,37 млрд. лет.

В Водлозерском блоке опробовались гранодиориты района Нельмозера (проба 1). Практически весь цирконовый концентрат представлен ранним цирконом, лишь на некоторых зернах наблюдаются тонкие пленки полного или частичного обрастания, выполненные прозрачным,

бесцветным цирконом поздней генерации. Эти обрастания отчетливо видны в иммерсионных препаратах, но выделить данное вещество как самостоятельную фазу для изотопных исследований не удалось.

Зерна циркона I генерации как правило идиоморфной и субидиоморфной формы, призматические, умеренно удлиненные, с преобладанием цирконового и гиацитинового габитусных типов; длина их 0,4—0,03 мм, $K_{уд}$ около 3. Цвет коричневатый, буро-коричневатый, причем крупные зерна обычно более интенсивно окрашены, а мелкие — более светлые. Большинство зерен прозрачные полностью или частично, содержат незначительное количество микровключений, часто характеризуются зональным строением. У редких зерен имеются полупрозрачные метамиктные центральные части, постепенно переходящие в прозрачные к их периферии.

Для изотопного изучения были отобраны две разновидности по размерам — из фракции крупнее 0,2 мм (наиболее темные идиоморфные кристаллы) и из фракции менее 0,2 мм. Для них получены близкие возрастные значения 3,1—3,0 млрд. лет, которые, вероятно, свидетельствуют о том, что проявление первого метаморфизма амфиболитовой фации для пород Водлозерского блока происходило не позднее чем 3 млрд. лет назад*.

Итак, проведенные изотопно-геохронологические исследования моногенераций цирконов еще раз подчеркивают сложность и трудоемкость расшифровки последовательности тектоно-термальных переработок древнейших образований. Наиболее древние возрастные значения (3,37—3,13 млрд. лет) получены по ранним генерациям цирконов из пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации метаморфизма в блоках, не затронутых процессами гранулитового метаморфизма и удаленных от областей проявления интрузивных чарнокитов. По-видимому, подобные участки в пределах блоковых областей Карелии, имеющие относительно

слабую нарушенность пологих первичных границ пород, можно рассматривать как реликты переработанных выстунов нижней коры с возрастом не менее 3,37 млрд. лет на восточной части Балтийского щита. В целом же, как известно, большинство пород, слагающих блоковые области, неоднократно испытывали воздействия тектоно-термальных процессов различной интенсивности, и в некоторых областях (Вокнаволоцкий блок) таких реликтов пока не обнаружено. Интервал 3,1—3 млрд. лет можно, вероятно, считать минимальной возрастной границей проявления первого метаморфизма в условиях амфиболитовой фации на территории Карелии (Водлозерский блок).

Возрастной интервал 2,82—2,66 млрд. лет — это время регионально проявленной тектоно-термальной переработки древнейших пород. На различных участках Карелии она проходила с различной интенсивностью и в широком интервале $P-T$ -условий — от гранулитовой до зеленосланцевой фации метаморфизма. Тогда же происходили обширная мигматизация, образование мета- и магматогенных чарнокитоидов, внедрение плагиомиоклиновых гранитов, микроклинизация и другие процессы, приведшие на большей части территории к частичному или полному омоложению изотопных геохронометров более древних образований. В этот период было завершено формирование выделенных областей как структур.

Проведенные исследования позволяют наметить направление и пути поисков «реликтов» наиболее древних пород в других областях Карелии. Изучение последних, безусловно, будет иметь решающее значение для понимания ранних этапов геологической эволюции земной коры Балтийского щита в целом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита*/Под ред. К. О. Кратца. Л.: Наука, 1972.
2. *Кожевников В. Н., Белоусов Е. Ф.* Некоторые черты гранулитового метаморфизма архейских образований района оз. Тулос. — В кн.: *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Петрозаводск, 1981, с. 7—10.

* Традиционным U-Pb методом по циркону этой пробы получено значение 3,2 млрд. лет (устное сообщение О. А. Левченкова, ИГГД).

3. *Лазарев Ю. И., Кожевников В. Н.* Структурно-петрологическое изучение гранитизации. Л.: Наука, 1973.
4. *Новые данные о геологическом положении и возрасте гранулитов Карелии*/В. С. Байкова, С. Б. Лобач-Жученко, О. А. Левченков и др. — Докл. АН СССР, 1984, т. 277, № 2, с. 442—444.
5. *Свириденко Л. П.* Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры. Л.: Наука, 1980.
6. *Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным*/Под ред. Л. П. Свириденко. Л.: Наука, 1983.
7. *Тугаринов А. И., Бибилова Е. В.* Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980.
8. *Чухонин А. П.* Масс-спектрометрическое изучение форм нахождения свинца в цирконах. — *Геохимия*, 1978, № 4, с. 599—602.
9. *Чухонин А. П.* Датирование цирконов по изотопному отношению свинца при его термоионизации. — *Тр. ВСЕГЕИ*. Нов. серия, 1984, т. 328, с. 43—65.

10. *Чухонин А. П., Другова Г. М., Харитонов А. Л.* К вопросу о выделении комплекса основания в западной части Алданского кристаллического массива. — Докл. АН СССР, 1984, т. 276, № 5, с. 1193—1196.
11. *Чухонин А. П., Шулешко И. К., Кожевников В. Н.* Минералого-геохронологическое исследование цирконов из древнейших пород Западной Карелии. — *Зап. Всесоюз. минералог. об-ва*, 1985, вып. 5, с. 585—590.
12. *Шемакин В. М.* Чарнокитоиды раннего докембрия. Л.: Наука, 1976.
13. *Шулешко И. К.* Методика морфологического изучения аксессуарного циркона метаморфических пород. — В кн.: *Литоология и осадочная геология докембрия*. М., 1973, с. 147—148.
14. *Шулешко И. К., Савельев А. А.* Значение морфологического изучения цирконов при геологических исследованиях метаморфических пород. — В кн.: *Литоология и петрохимия осадочных пород в разных зонах метаморфизма*. М., 1974, с. 107—118.

УДК 553.632 : 551.311.23

О. В. КИСЕЛЕВА (ВНИИГалургии)

Расчленение соляно-мергельной толщи Верхнекамского месторождения в зонах гипергенеза

Соляно-мергельная толща (СМТ), представленная глинами, мергелями, доломитами, карбонатно-глинисто-гипсовыми породами и каменной солью, завершает разрез соленосных отложений Верхнекамского месторождения калийных солей, но, как правило, включается в состав надсоляного комплекса, относящегося к уфимскому ярусу верхней перми [6].

СМТ обычно расчленяется на девять ритмопачек [6], сложенных в нижней части засоленными и огипсованными глинисто-карбонатными породами, а в верхней — каменной солью или гипсом (рис. 1). В кровле ритмопачки VIII изредка отмечаются прослои сильвинита [6], которые на большей площади месторождения отсутствуют. Не менее редки находки мирабилита, описанные В. И. Копниным [2]. О том, что породы, содержащие легкорастворимые соли, первоначально имели более широкое распространение и позже были уничтожены процессами подземного выщелачивания, можно судить по региональному распространению зоны аутигенной калишпатизации, отмечающей на Верхнекамском месторожде-

нии местоположение выщелоченных калиеносных пластов, а также по многочисленным прослоям глинисто-карбонатных пород с псевдоморфозами по глаубериту, встречающимися в разных частях разреза СМТ [4].

Подземное выщелачивание могло быть одной из причин отсутствия также и каменной соли в верхних ритмопачках СМТ. Однако, как уже отмечалось ранее [4], чисто геологические построения, показывающие смену соленосных ритмопачек гипсоносными при переходе от синклиналей к антиклиналям, допускают возможность и фациальных замещений. При отсутствии в СМТ и гипсоносных пластов интерпретация геологических данных становится еще более сложной, поскольку в этом случае естественные границы ритмопачек стираются, а применявшиеся до сих пор геофизические, литологические и геохимические методы корреляции СМТ [6] по разным причинам не могут быть использованы.

В статье описывается опыт расчленения именно таких разрезов с использованием других маркирующих

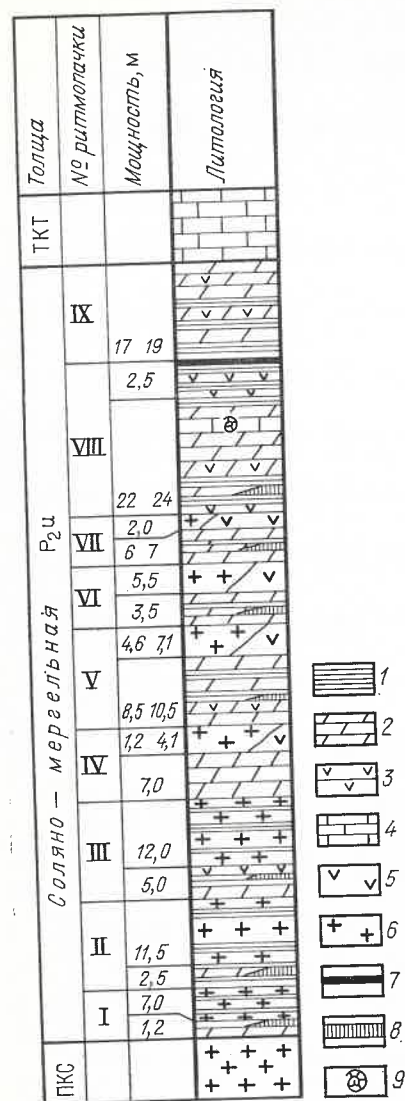


Рис. 1. Сводный стратиграфический разрез соляно-мергельной толщи Верхнекамского месторождения, по [4, 6] с дополнениями

1 — глины, 2 — мергели, 3 — мергели с включениями гипса, 4 — карбонатные породы (доломиты и известняки), 5 — гипс, 6 — каменная соль, 7 — зона аутигенной калишпатизации, 8 — горизонты с псевдоморфозами по глаубериту, 9 — фауна; ТКТ — терригенно-карбонатная толща, ПКС — покровная каменная соль

признаков [4]. В качестве примера рассматриваются отложения СМТ, вскрытые скв. 24/1 в пределах Поповского брахиантиклинального поднятия Соликамской впадины. Особенностью этого разреза является отсутствие в нем пластов соли; гипсы отмечаются лишь в нижней части толщи (рис. 2). Широкое распространение сильно трещиноватых пород и брекчий, чередующихся с нормально слоистыми отло-

жениями, говорит о том, что здесь протекали процессы выщелачивания. Брекчий, сложенные обломками глинисто-карбонатных пород, заключенных в сильно дезинтегрированную массу сходного состава, могли образоваться на фронте выщелачивания соляных пластов. Совершенно очевидно, что нижние границы распространения брекчий в общем случае должны соответствовать подошвам существовавших ранее ритмопачек. Это заключение подтверждается некоторыми минералогическими данными, в частности, особенностями распределения ассоциаций карбонатов. Общая тенденция увеличения степени доломитности пород вниз по разрезу СМТ и при переходе от терригенно-карбонатных пород к соляным хорошо известна [3]. Поскольку брекчий формируются, вероятнее всего, за счет пород нижних частей ритмопачек, можно ожидать, что им будут свойственны преимущественно известковые ассоциации, которые вверх по разрезу будут сменяться известково-доломитовыми и доломитовыми. Как видно из рис. 2, эта тенденция в изученном разрезе проявляется достаточно отчетливо, и поэтому переход от доломитовых ассоциаций к известковым может быть дополнительным критерием для восстановления границ существовавших ранее ритмопачек. Совпадение таких границ с сохранившимися гипсовыми прослоями еще один довод в пользу сделанного предположения.

О том что в рассматриваемом разрезе СМТ раньше присутствовали соляные породы, свидетельствуют не только зоны брекчий, но и особенности распределения новообразований халцедона, кварцина, лютецита и кварца. Генетическое значение этих минералов определяется резким снижением растворимости кремнезема в воде с увеличением концентрации солей, в частности, хлоридов и сульфатов [8]*. Если слабоминерализованные, но обогащенные кремнеземом инфильтрационные воды воздействуют на соляные пласты, то должно произойти массовое выпадение (высаливание) кремнезема, в основном в виде халцедона [5], и

* Некоторые примеры, подтверждающие это явление, рассмотрены в работе [5].

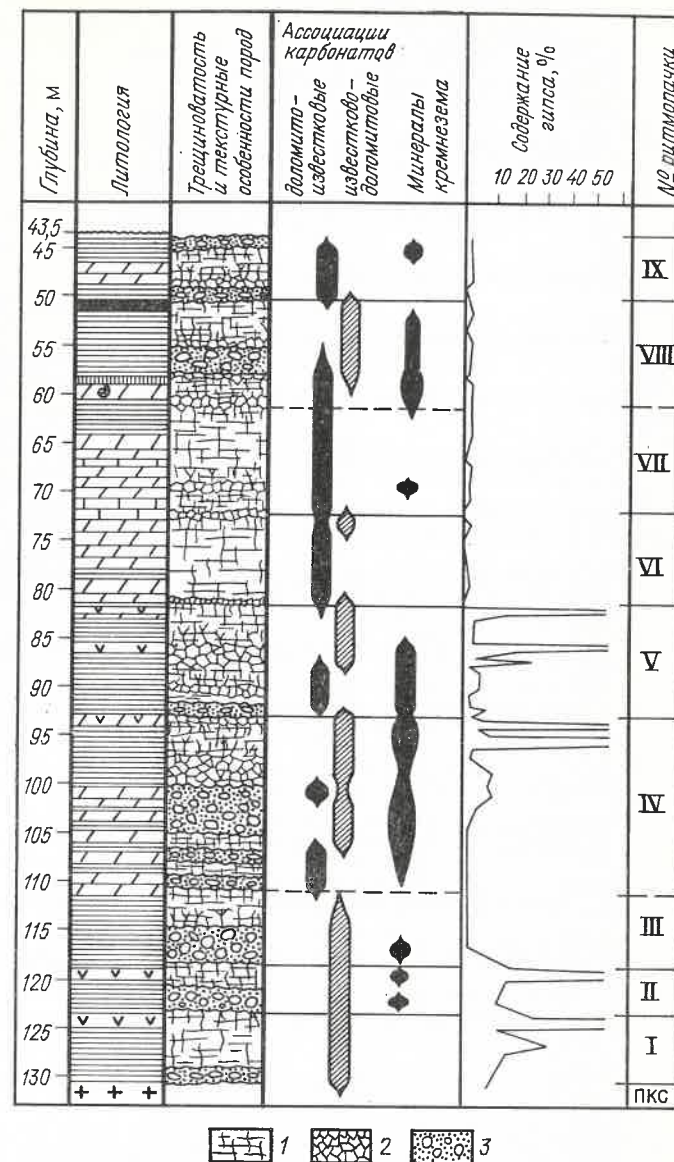


Рис. 2. Разрез по скважине 24/1
1 — зона развития трещин отдельности и субвертикальных трещин, 2 — зона развития кососекущих трещин и пород с полигональной отдельностью, 3 — зона развития брекчий; остальные усл. обозн. см. рис. 1.

его минеральные новообразования могут рассматриваться как признаки, подтверждающие существование здесь в прошлом пластов галогенных пород. Действительно, массовое проявление этих новообразований приурочено именно к зонам брекчий, развивающимся на фронте выщелачивания соляных пластов (см. рис. 2). При воздействии инфильтрационных вод на гипсовые породы высокая степень пересыщения растворов кремнеземом не достигается из-за низкой (по сравнению с каменной солью) растворимости

гипса в воде, в результате чего создаются более благоприятные условия для образования кварцина, лютецита и кварца. Вероятно, именно этим, а не деполимеризующей ролью сульфат-иона, как считают Р. Фолк и Дж. Питман [7], объясняется преимущественное развитие кварцина и лютецита на месте гипсо-ангидритовых пород. Таким образом, в нашем случае широкое распространение новообразований халцедона может служить признаком выщелачивания именно соляных пород.

Совокупность всех приведенных дан-

ных позволяет решить вопрос расчленения СМТ на ритмопачки и в какой-то мере восстановить состав существовавших ранее соляных пластов.

Используя в качестве маркирующих признаков зону аутигенной калишпатизации (репер, соответствующий кровле ритмопачки VIII), сохранившиеся гипсовые пропластки, зоны распространения брекчий, а также участки резкой смены ассоциаций карбонатов на границах слабо трещиноватых и брекчиевых пород, можно разделить разрез СМТ на несколько частей (см. рис. 2). Местоположение границ, которое определяется по маркирующим признакам, в большинстве случаев устанавливается однозначно. Исключение составляют: граница на глубине 61—62 м, которая выделяется условно (поскольку здесь зона брекчий и смена ассоциаций карбонатов выражены слабо), и граница в интервале 100—115 м, где гипсовые пропластки отсутствуют, брекчии распространены почти повсеместно, а смена ассоциаций карбонатов внутри этого интервала подавляется общей тенденцией увеличения степени доломитности по направлению к основанию СМТ.

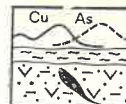
Судя по массовому развитию новообразований кремнезема и резко выраженной, даже в случае сохранившихся гипсовых пропластков, нарушенности пород, соляные пласты, по видимому, присутствовали во всех ритмопачках, за исключением, может быть, пачек VI и VII. В интервалах, соответствующих этим ритмопачкам, зон брекчий практически нет, новообразований кремнезема мало, а смена ассоциаций карбонатов выражена недостаточно четко. Зона аутигенной калишпатизации, выявленная в данном разрезе, свидетельствует о том, что в ритмопачке VIII могли быть сильвинитовые прослои или каменная соль с вкрапленностью сильвина, а прослои с псевдоморфозами подтверждают наличие глауберитовой минерализации в нижней части ритмопачки. Мощности соляных пластов могут быть определены интерполяцией данных по соседним скважинам с учетом интенсивности

разрушения вмещающих пород и общей величины просадки, устанавливаемой по мощности рыхлых отложений — в скв. 24/1 последняя составляет 43 м против обычных 5—10 м. Мощность терригенно-карбонатных пластов должна соответствовать фактически наблюдаемой с учетом степени разуплотнения пород при их разрушении [1].

В заключение заметим, что приведенные данные могут быть использованы не только для корреляции разрезов. Их необходимо учитывать и при определении характера и общей направленности гипергенных преобразований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Изменение состава и водно-физических свойств пород соляномергельной толщи Соликамской впадины в зонах гипергенеза/ В. В. Бахтин, О. В. Киселева, В. К. Липницкий, А. И. Поликарпов. — Л., 1985. Рукопись деп. ОНИИТЭХИМ г. Черкассы, 7.V.85, № 441хп.
2. Копнин В. И. О солености пород верхнего кунгура в районе Верхнекамского месторождения солей. — Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 5, с. 1123—1125.
3. Мелкова Н. В. Петрографическая характеристика пород переходной толщи южной части Верхнекамского месторождения. — В кн.: Петрография галогенных пород. Л., 1974, с. 15—22 (Тр. ВНИИГ).
4. Поликарпов А. И., Мелкова Н. В., Киселева О. В. Породы и минералы — индикаторы выщелоченных галогенных отложений соляно-мергельной толщи Верхнекамского месторождения. — В кн.: Условия формирования и преобразования вещественного состава пород калийных месторождений. Л., 1982, с. 34—44 (Тр. ВНИИГ).
5. Поликарпов А. И., Киселева О. В., Мелкова Н. В. Минералы кремнезема в породах морских галогенных формаций. — Минералог. журн., 1986, т. 8, № 1, с. 66—75.
6. Третьяков Ю. А., Сапегин Б. И. Стратификация соляно-мергельной толщи района Верхнекамского месторождения калийных солей. — В кн.: Строение и условия образования соленосных формаций. — Новосибирск, 1981, с. 52—59.
7. Folk R. L., Pittman J. S. Length-slow chalcidony — a new testament for vanished evaporites. — J. Sediment. Petrol., 1971, v. 41, p. 1045—1058.
8. Marshall W. L., Warakomski J. M. Amorphous silica solubilities-11. Effect of aqueous salt solutions at 25 °C. — Geochim. et Cosmochim. acta, 1980, v. 44, N 7, p. 915—924.



ГЕОХИМИЯ

УДК 550.4 : 551.732(575.21-13)

В. Д. БРЕЖНЕВ (Ин-т литосферы АН СССР), Ю. К. БУРКОВ (ВСЕГЕИ)

Стратиграфия и геохимия кембрия Туркестанского хребта

Для обширной территории Нуратау-Туркестанского региона Южного Тянь-Шаня в процессе изучения нижнего палеозоя и силура авторами был разработан ряд рекомендаций по повышению эффективности геологосъемочных работ и достоверности составляемых геологических карт [2]. Впервые были использованы геохимические данные в качестве дополнительного критерия при сопоставлении отдельных фрагментов разновозрастных стратиграфических подразделений, картируемых при геологической съемке крупных масштабов. Начиная с 1972 г. проводились выделение и расчленение толщ, опробование, изучение, а затем математическая обработка данных спектральных анализов свыше 190 разрезов кембрия, ордовика и силура в Туркестанском хребте, горах Мальгузар, хребтах Северный и Южный Нуратау и др. Всего проанализировано на УСА—6 (просыпкой) по методу внешнего стандарта свыше 7000 проб преимущественно терригенных пород, которые в дальнейшем были обработаны в ОММГ ИВЦ ВСЕГЕИ сначала на БЭСМ-4, затем на Минск-32, а позднее на ЕС-1033 по программе «многократная корреляция» [3].

Методика полевых и камеральных исследований по стратиграфо-геохимической корреляции достаточно проста и излагалась нами ранее [2]. Отметим лишь, что по разрезу отбирались преобладающие в вещественном составе толщ типы пород, но предпочтение при прочих равных условиях отдавалось аргиллитам, алевролитам, глинистым сланцам, поскольку они наиболее представительны определяют гидрогеохимический фон палеобассейна седиментации (Н. М. Страхов, 1962 г.). В ходе геохимического изучения одновременно с анализом рядов подвижности, характерных для осадочных хемогенных отложений в зоне гипергенеза, рассматриваются и сопоставляются

типы геохимических ассоциаций, дифференцирующихся по фемфильным и фельсифильным свойствам элементов, и характерных для магматогенных пород и продуктов их механического разрушения, а также особенности их распределения в рядах.

Результаты этих исследований показали, что разобщенные и удаленные друг от друга выходы разновозрастных отложений, в том числе и различающихся по вещественному составу и строению, обладают значительным сходством в распределении малых элементов по геохимическим ассоциациям и рядам подвижности, как правило, вполне достаточным для хроностратиграфической корреляции [2].

Однако наряду с латеральными стратиграфо-геохимическими сопоставлениями особый интерес для детального картирования, и прежде всего крупномасштабной геологической съемки может представлять установление в пределах Санзар-Арглинского кембрийского прогиба на северном склоне Туркестанского хребта (рис. 1) отчетливой вертикальной стратиграфо-геохимической корреляции, характерной для основных подразделений типового разреза кембрия — низов ордовика ($E_1^{1?} \rightarrow E_{1a1-2} \rightarrow E_{a,2} \rightarrow E_{1l1} \rightarrow E_{1l2} \rightarrow E_{2a} \rightarrow E_{2m} \rightarrow E_3 \rightarrow O_1 \rightarrow O_{1-2}$).

В восточной половине Нуратау-Туркестанского региона, примерно в его осевой части, располагается линейный узкий (шириной 7—10 км, видимой протяженностью 75—85 км) Санзар-Арглинский прогиб, вероятно, самого раннего заложения в пределах Южно-Тяньшаньской палеозойской складчатой системы. Основание этого прогиба нигде надежно не установлено, но уже в алданскую эпоху в нем происходили сопоставимое с геосинклинальным прогибанием и осадконакоплением, формировалась глинистая черносланцевая формация (видимой мощностью до

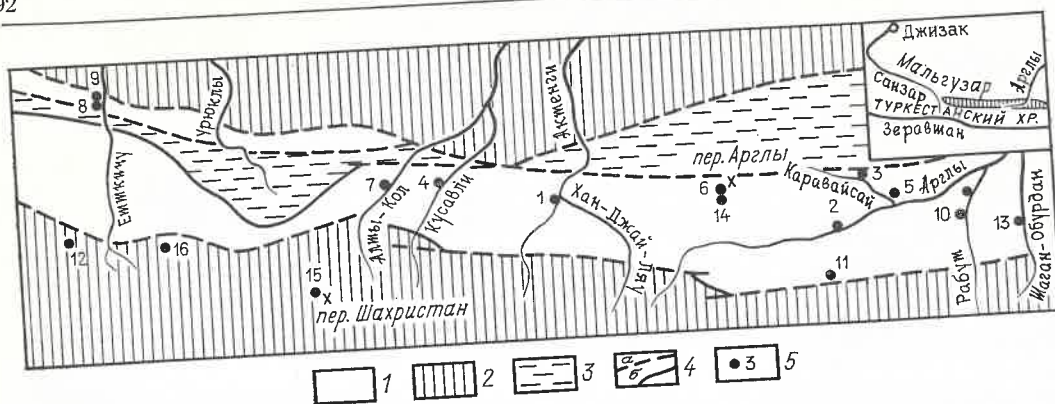


Рис. 1. Схема расположения Санзар-Арглинского прогиба в палеозойской структуре Южного Тянь-Шаня. 1 — Санзар-Арглинский авлакогенный прогиб раннего заложения (E_{1-3}); 2 — Мальгузаро-Северотуркестанский и Туркестано-Зеравшанский прогибы 2-й генерации ($O-S_1$); 3 — Курганский наложенный прогиб (PZ_{2-3}); 4 — границы прогибов в складчатой структуре Южного Тянь-Шаня (а — тектонические, б — стратиграфические); 5 — местоположение изученных разрезов кембрия и ордовика

800—1000 м), а позднее — доломитово-известняково-глинистая формация верхов ланского надъяруса верхнего кембрия общей мощностью 1200—1500 м. В начале ордовика на месте Санзар-Арглинского прогиба образовалось, по-видимому, первое в этой зоне поднятие, рост которого четко фиксируют кислые вулканы калиевого ряда [1], а к северу и к югу от него заложилась новая седиментационная бассейны с повышенным температурой прогибания (см. рис. 1). В них (Мальгузаро-Северотуркестанском и Туркестано-Зеравшанском прогибах 2-й генерации), начиная с тремадока и вплоть до конца лансовери — начала венлока, шло прерывисто-непрерывное накопление осадков кварцево-граувакковой формации аспидно-флюидного типа суммарной мощностью 3500—4000 м.

В процессе построения сводного стратиграфического разреза и разработки легенды для кембрия Санзар-Арглинской структуры авторами в качестве корреляционного признака были использованы 33 геохимические характеристики основных литолого-стратиграфических подразделений этого разреза (рис. 2, таблицу), а их сопоставление проведено как по латерали, так и по вертикали.

К наиболее древним отложениям санзар-арглинского типа мы относим карбонатно-кремнисто-сланцевую толщу мощностью до 100 м, залегающую в ядре небольшой антиклинальной в верховьях р. Актеньги против устья

Хан-Джайляу (разрез № 1, см. рис. 1, 2; таблица). Она представлена в нижней части окремненными доломитизированными известняками и углефицированными и серицито-глинистыми сланцами тонко и часто (1—5 см) перемежающимися между собой и с прослоями, тонко рассланцованных конгломератов с плоскими гальками черных кремней и кремнистых известняков. В верхней половине среди углефицированных и блестящих серицитизированных глинистых сланцев встречаются пласты (до 1—1,5 м) черных фтанитов. С видимым согласием и параллельным напластованию контактом данную толщу перекрывают отложения алданского надъяруса, но сам контакт в интервале 3—8 м закрыт осыпями. Отложения толщи условно относятся к самым низам кембрия, но не исключено, что они верхневендовские.

Анализ геохимических данных позволил выявить следующий ряд относительной подвижности элементов и меру их связанности в породах базальной толщи (разрез № 1, см. рис. 2 и таблицу). Установлены две ведущие ассоциации элементов. Одну из них составляют Cu , Ba , Mn , обладающие высокими корреляционными связями друг с другом. Вторая ассоциация включает Sc , Ti , Zr , Ga и другие (см. рис. 1), причем входящий в ее состав Zn слабо связан с перечисленными элементами и тяготеет к Cu , Ba , Mn . Следовательно, в целом для толщи типично дифференцирование элементов по признаку их инертности — под-

вижности в зоне гипергенеза, когда обычно малоподвижные в этих условиях Sc , Ti , Zr , Ga , Cr , Sn , Y занимают левую часть геохимической структуры, а более подвижные Pb , Sr , Mo , Zn , Cu , Ba — правую. Это может указывать на условия достаточно глубокого химического выветривания в областях питания, что в свою очередь могло быть обусловлено гумидным климатом и слабоактивным тектоническим режимом в эпоху накопления осадков данной кремнисто-сланцевой толщи (E_{1-3}).

Следующий элемент разреза нижнего кембрия — черносланцевая толща алданского надъяруса, широко распространенная в пределах Санзар-Арглинского прогиба (нижеалтыкольская подсвита). Наиболее полные фаунистически охарактеризованные ее разрезы находятся в левобережье р. Арглы, хотя и здесь не установлены естественная подошва толщи и ее соотношения с описанными выше отложениями.

Против устья р. Байбиче-Котин (разрез № 2, см. рис. 1, 2 и таблицу) обнажается толща мощностью 450—500 м, в строении которой принимают участие серебристо-серые и коричневатобурые с поверхности, темные и черные серицито-глинистые и углито-глинистые блестящие шелковистые, «струйчатые» тонкоплитчатые до листоватых сланцы с прослоями и пачками темных карбонатизированных алевролитов, реже олигомиктовых песчаников. Характерны редкие маломощные прослои туфов и вулкаников дацит-липаритового ряда со щелочным уклоном. В верхней части толщи присутствуют линзы и горизонты (до 10—15 м) черных жилковатых и полосчатых известняков, иногда содержащих археоциат алданского надъяруса [4].

Из геохимической структуры № II, составленной по породам этого разреза (см. рис. 2, таблицу), видно, что в данных образованиях выявлены две крупные ведущие ассоциации элементов. В одной тесно связаны между собой Cu , Zn , Sn , к ним присоединяются Co , Cr , Ni , а также две самостоятельные группы элементов, сложенные попарно Ga , V и Ti , Sc . Вторую ассоциацию составляют Ba , Zr ,

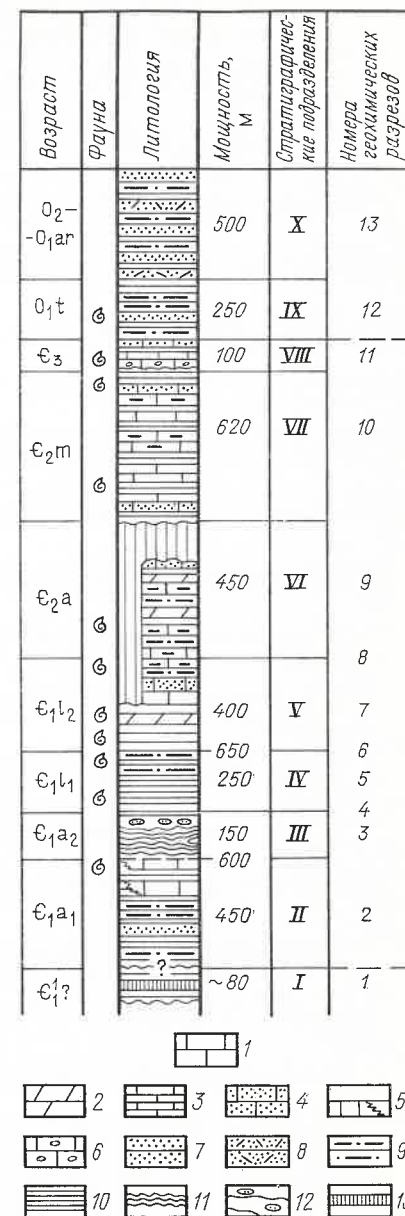


Рис. 2. Сводный разрез кембрийских отложений Санзар-Арглинского авлакогена

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — глинистые известняки; 4 — песчаные известняки; 5 — линзы известняков среди сланцев; 6 — известняковые конгломераты; 7 — олигомиктовые песчаники; 8 — туфогенные песчаники; 9 — алевролиты; 10 — глинистые и известково-глинистые сланцы; 11 — серицито-хлоритовые глинистые сланцы; 12 — линзы белых кварцитов в серицито-хлоритовых сланцах; 13 — кремнистые породы

Mo , Pb , имеющие высокие положительные связи между собой и более слабые с Mn , Sr , Y . Анализ полученной геохимической модели показывает, что в породах нижеалтыкольской подсвиты алданского надъяруса резко

Геохимическая характеристика стратиграфических подразделений санзар-арглинского типа разреза

Стратиграфические подразделения	Номера разрезов	Типовые геохимические характеристики
X	13	[YBaV] (ZrTi) SrPbGa [CrNiZn (Mo (MnCoCu))]
IX	12	[ScV (Ti (GaCuPbMnNiCrMo) Y)] [ZrBa (SrBe)]
VIII	11	[((PbNi) Ti (GaCr) CuZnVCoSnMoZr) BeY] [BaMnSr]
VII	10	[((CrTi) (PbGa) Ni (CoMo)) VCu] [Mn (Zn (BaSr))]
VI	9	[GaCr (CoTiZr) NiMoVPb) Ba] [CuZn (YMnSr)]
V	8	[SnY (NiCuTiCrGaVPbZn) Co] [(MoMnZr) SrBa]
	7	[PbCr (MoZn) (NiCo) (VGaTi)] [Mn (BaSr)]
IV	6	[(ZrSnTi) (GaCrCoNiMo) BeV] [Cu (BaYPbMn) Sr]
	5	[PbGaNiTiV (CuZn)] [ZrMoCo (MnYBaSr)]
III	4	[(Zn (NbTi) V (GaCrNi)) ZrCuCoMo] [Ba (YMnSrPb)]
	3	[(TiNiCr) (GaVNbZrSn) CoCu] [YSrPb (BaMn)]
II	2	[((CuZn) Sn) CoCrNi (GaV) (TiSc)] [(BaZr) (MoPb)) Mn (SrY)]
I	1	[(V (ScTiZrGaCrSnYPbSr)) MoZn] [Cu (BaMn)]

----- граница между геохимическими системами.
 граница между ритмами внутри системы.

преобладает эндогенный тип связей между элементами, т. е. характерный для магматических пород и продуктов их механического разрушения. Действительно, одну из выделенных здесь ассоциаций составляют Cu, Zn, Co, Cr и другие фемофилы, а вторую — фельсифилы Ba, Zr, Pb, Sr и Y. Ассоциации элементов по признаку фемофильности — фельсифильности нарушают лишь три из них: фельсифил Sn присоединяется к фемофилам, а фемофилы Mo и Mn входят в состав группы фельсифилов.

Подобный эндогенный геохимический облик осадочной черносланцевой толщи алданского надъяруса может быть объяснен лишь существенным влиянием на седиментационный фонд отложений процессов вулканической деятельности, в первую очередь в виде привноса туфового материала, активизи-

зации фумарольных вод и т. п. Однако следует подчеркнуть, что в составе толщи почти нет непосредственных продуктов вулканизма в виде лавовых потоков, жерловых фаций и т. д., но тем не менее выявлен общий достаточно высокий «магматогенный» геохимический фон вод и осадков Санзар-Арглинского морского бассейна в алданскую эпоху.

В целом же данная толща по характеру распределения элементов в ассоциациях принципиальным образом отличается от подстилающих отложений, и следовательно, между ними проходит четкая геохимическая граница, которая совпадает со стратиграфической, что может говорить о несогласии между данными толщами.

Наиболее высокие горизонты предположительно алданского надъяруса установлены в низовьях Джававли и

среднем течении Кусавли (разрез № 4, см. рис. 1, 2), а также на левобережье р. Каравайсай, левого притока р. Арглы (разрез № 3, см. рис. 1, 2), где они, видимо, связаны нормальными стратиграфическими соотношениями с черносланцевой толщей алданского надъяруса, описанной выше. Эта толща (мощностью 150—200 м) сложена светло-зелеными блестящими кварц-серицито-хлоритовыми и серыми, темно-серыми глинисто-серицитовыми листоватыми сланцами, переслаивающимися между собой в пачках по 20—50 м. Среди сланцев встречаются линзы и будиноподобные пласти светлых, почти белых с зеленоватым, желтоватым оттенком кварцитов, а в верхней части — пласти с редкими гальками светлых мраморов. Верхний стратиграфический контакт не установлен. Фауны в толще не обнаружено, чему несомненно способствовал значительный метаморфизм этих отложений.

Данная толща, условно отнесенная к верхам алданского надъяруса, характеризуется типом ассоциирования элементов, представленным на рис. 2 (III — разрезы № 3 и 4). Их отличает резкое обособление от всех остальных изученных элементов группы, сложной Ba, Y, Mn, Sr, Pb. Вторую из выявленных здесь ассоциаций образуют тесно связанные между собой Nb, Ti, V, Ga, Cr, Ni. К ним со значительно более слабыми связями присоединяются Zr (занимающий антагонистическое положение по отношению к группе Ba), а также Cu, Co, Mo, которые, напротив, проявляют тенденцию присоединения к указанной группе. Анализ полученных геохимических данных показывает, что в этой толще наблюдаются признаки распределения элементов по свойствам их инертности — подвижности в зоне гипергенеза в условиях активного проявления процессов химического выветривания пород водосборных площадей. Относительно подвижные в этих условиях элементы, такие, как Mn, Sr и др., занимают здесь полярную позицию по отношению к инертным элементам Nb, Ga, Ti, Cr и др.

Важно отметить, что по геохимическим особенностям рассматриваемая толща сходна с подстилающей черно-

сланцевой толщей алданского надъяруса: в обоих случаях единые ассоциации составляют такие элементы, как Sr, Ba, Mn, Y, Pb. Однако в зеленосланцевой толще верхов алданского надъяруса Mo с Co и Zr присоединяются к инертным элементам, но образуют с ними очень слабые связи, т. е. эти различия незначительны.

Таким образом, сравниваемые литолого-стратиграфические подразделения можно, очевидно, отнести к единой геохимической системе. Для ранней стадии ее развития были характерны энергичная фумарольная деятельность и соответствующий достаточно дифференцированный режим, присущий авлакогенным структурам, к которым, вероятно, следует отнести и Санзар-Арглинский линейный прогиб, видимо, заложившийся в конце венда — начале кембрия среди отложенных чехольного комплекса эпикарельской платформы.

В стратиграфическом типе разреза Санзар-Арглинского авлакогена выше зеленосланцевой метаморфизованной толщи верхов алданского надъяруса залегает с неясными соотношениями темноцветная толща филлитовидных сланцев нижней части ленского надъяруса (верхнеалтыкольская подсвета). Наиболее полный ее разрез описан и опробован авторами в низовьях Каравайсай, на левом склоне долины (см. рис. 1 и 2). Здесь в мульде синклинали, отделенной с юга от нижней толщи алданского надъяруса разломом субширотного простирания, обнажается толща темно-серых до черных, часто серых, реже серебристых (с поверхности) глинистых и известковистых, иногда обильно серицитизированных и тогда «конопчатых» и «струйчатых» на поверхностях наслоения сланцев и алевролитов с пластами и линзами черных известняков, содержащих в верхней части трилобиты ленского надъяруса [4]. Отдельные пласти обогащены органическим веществом. В западном направлении эта в основном терригенная толща насыщается прослоями карбонатных пород и в бассейне р. Алтыкол, а особенно р. Зааминсу, она практически неотличима от отложений верхней части ленского надъяруса. В бассейне р. Арглы, однако, различия между обеими тол-

щами E_{11} и E_{12} достаточны для опознавания и картирования. Полную мощность нижнеленских отложений нам установить не удалось из-за отсутствия нормального нижнего контакта, а видимая мощность в моноклинальном разрезе к югу от перевала Арглы составляет 250—300 м (см. рис. 1 и 2—IV).

Геохимическую модель данной толщи удобнее всего рассматривать в сравнении с подстилающими отложениями верхов алданского надъяруса. Как видно из их сопоставления (см. таблицу, III, IV), обе толщи почти неразличимы геохимически, что особенно важно для целей корреляции, поскольку они имеют различный вещественный состав и до сих пор не установлен характер контакта между ними. По-видимому, теперь мы можем, опираясь на геохимическое сходство, говорить о наличии нормальных стратиграфических соотношений между этими толщами.

В породах E_{11} , также как и в подстилающих отложениях E_{12} , отмечается обособление группы Sr, Ba, Y, Mn от остальных элементов. По мере движения вверх по разрезу к данной группе присоединяются Mo, Zr, Co. Подобное же распределение связей между элементами в ассоциациях отмечается и в 60 км к западу от р. Арглы в бассейне р. Еттичу у пос. Мык (разрез № 8, см. рис. 1, 2): [(Ti, Pb, Ba, Y, Zn)Ga] [Cu, Co(Zr, Sr)Mn, Mo].

Здесь с «ядром» группы подвижных элементов, сложенным, как обычно, Mn и Sr, еще более тесно ассоциирует Mo, Zr, Co и даже Cu. Как было показано выше, все три рассмотренные подразделения нижнего кембрия (E_{11-2} , E_{12} , E_{11}) могут быть уверенно отнесены к единой геохимической системе, для развития которой во времени характерно последовательное уменьшение дифференцированности тектонического режима, сопровождавшееся постепенным снижением вулканической активности, вплоть до исчезновения ее следов, и соответствующее усиление процессов химического выветривания.

Отложения верхней части ленского надъяруса, обладающие по всей территории однотипным разрезом и содержащие многочисленные органиче-

ские остатки (трилобиты, хиолиты и др.) [4], хорошо опознаются по светло-желтой окраске и резко отличаются от подстилающих толщ, особенно в бассейне р. Арглы. Они представлены здесь частым и тонким переслаиванием желто-серых и палево-известковых и глинистых алевролитов, сланцев, темно-серых до черных в изломе плитчатых афанитовых известняков, реже олигомитовых кварцевых песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов и характерных только для верхнеленских отложений конгломератовидных известняков с плоскими известняковыми галечками различного состава. Поверхности наложения этих известняков имеют светлый серебристый цвет благодаря обильной серицитизации. В то же время в результате фациальной изменчивости отложений ленского надъяруса и насыщения их разреза карбонатным материалом по мере движения на запад, начиная с разрезов по рр. Кусавли и Алтыкол и далее по р. Еттичу, в состав данной толщи, по-видимому, начинают входить как более низкие, так и более высокие горизонты ленского надъяруса, в том числе и переходные к амгинскому ярусу.

С подстилающими отложениями верхнеленская толща в ряде мест имеет нормальные соотношения, но полного ее разреза в восточной, арглинской половине прогиба нет, поскольку она трансгрессивно перекрыта отложениями майского яруса (перевал Кырк-Казык, р. Тахтамазар и др.). Любопытно, что первым признаком усиления восходящих движений, завершившихся, видимо, этим размывом, служат горизонты гравелитов и линзы мелкогалечных конгломератов в верхах отложений ленского надъяруса, обилие кварцевых зерен даже в карбонатных породах. Напротив, в западной части Санзар-Арглинского авлакогена, где неизвестна естественная подошва верхнеленской толщи, установлен, хотя и в единственном разрезе по р. Еттичу у пос. Мык, постепенный переход к литологически малоотличным отложениям амгинского яруса. Нет здесь и прослоев гравелитов, меньше обломков кварца в известняках.

Верхнеленские отложения, по нашим данным и с учетом материалов Т. И. Хайруллиной и Г. Н. Мяникова, имеют мощность около 300—400 м, а полная мощность отложений ленского надъяруса достигает 650 м.

Геохимическая характеристика данной верхнеленской толщи, учитывая особенности состава и строения в различных участках авлакогена, а также неадекватность стратиграфических интервалов, охваченных опробованием, дается с помощью трех геохимических моделей (см. рис. 2 и таблицу — V, разрезы № 6, 7, 8). При этом для всех этих разрезов: в районе перевала Арглы (разрез № 6), в бассейне Алтыкола (разрез № 7) в левобережье р. Еттичу у пос. Мыка (разрез 8), также как и для подстилающих отложений, характерно обособление группы элементов, сложенной Mn, Sr и Ba, к которым присоединяются Mo, Co, т. е. сохраняются черты полной геохимической унаследованности от подстилающих отложений.

Ту же тенденцию к обособлению от остальных элементов ассоциации, сложенной Ba, Mn, Sr, Y в принципе сохраняют породы разреза № 6. Однако, в отличие от ранее описанных подстилающих отложений, Mo, Co и Zr здесь разрывают свои положительные связи с элементами названной группы и присоединяются к Ti, Ga и др. Одновременно с этим Cu приобретает подвижность и образует положительные связи со Sr и Ba, причем подвижность последнего элемента снижается.

Единственный выход известняково-сланцевых палеонтологически охарактеризованных отложений амгинского яруса мощностью 350—400 м, слагающих стратиграфически единый с верхнеленской толщей разрез в левобережье р. Еттичу (см. рис. 1, 2), отличается большое литологическое сходство с последней. Оно подтверждается и наличием сходного хемотипа (разрез № 9, см. рис. 2, таблицу). Для отложений амгинского яруса также характерно обособление группы элементов, сложенной Sr, Mn, Y, к которым, приобретая подвижность, присоединяются Cu и Zn, а для Ba наблюдается еще большее снижение подвижности.

Следующей толщей, входящей в разрез кембрия Санзар-Арглинского

прогиба и широко распространенной за его пределами, является известняково-сланцевая майского яруса среднего кембрия, которая с размывом и локально распространенными базальными конгломератами небольшой мощности обычно перекрывает толщу верхнеленского возраста.

Отложения майского яруса в целом образованы темно-серыми до черных, а с поверхности светло-серыми, рыже- и буровато-серыми плитчатыми косо-слоистыми и тонкополосчатыми известняками и серыми, светло-серыми глинистыми и известковистыми листоватыми сланцами и алевролитами, которые группируются в несколько условных пачки по 50—100 м с преобладанием то одних, то других пород. В толще по всему разрезу обнаружены многочисленные и разнообразные органические остатки [4]. Характерна общая палево-окраска осей пород толщи майского яруса, несколько менее светлая, чем у верхнеленских или лудловских отложений.

По вопросу о стратиграфическом объеме и соответственно о мощности отложений майского яруса существует несколько мнений. Вначале господствовала точка зрения, что стратотипом майского яруса является рабутская свита. В ней на левобережье р. Рабут и в правобережье р. Арглы были выделены три подсвиты, из которых две нижние общей мощностью более 1100 м отнесены к майскому ярусу (Б. В. Яскович, 1968 г.).

В течение 1973—1975 гг. в Нуратау-Туркестанском регионе Южного Тянь-Шаня нами были изучены и геохимически опробованы многие разрезы известняково-сланцевых отложений. Часть из них содержала органические остатки майского яруса и верхнего кембрия (Гобдунтау, Байкунгурсай), а другая рассматривалась нами как «немые» их аналоги (рр. Рухшиф, Амандара и др.), поскольку для всех этих отложений оказалась присуща однотипная геохимическая характеристика [2]: [(Ti, V, Ga, Cr, Sn, Nb, Ni) Sc, Cu, Mo) Co, Zn] [Ba (Pb, Y (Mn, Sr))].

В эти же годы на левом водоразделе р. Рабут в двух нижних подсвитах стратотипа рабутской свиты (по Б. В. Ясковичу) были отобраны

68 проб на спектральный анализ, которые дали следующую геохимическую характеристику: $[(\text{Ti} (\text{Pb} (\text{Ga}, \text{V}) (\text{Nb}, \text{Cr}) \text{Sr}) \text{Ba})] [\text{Sn} (\text{Mn}, \text{Cu}) \text{Ni}, \text{Co}]$.

Как видно, обнаружилось полное ее сходство с установленной единой геохимической моделью возрастных аналогов рабутской свиты.

Однако, проанализировав строение свиты еще раз, было решено подвергнуть математической обработке образцы из той ее части, которая по фауне принадлежит к майскому ярусу среднего кембрия. Результаты показали полную геохимическую идентичность этого фрагмента свиты (разрез № 10, см. рис. 2) с моделями ранее скоррелированных отложений среднего — верхнего кембрия. Отсюда же очевидно, что разрез рабутской свиты (s. lato) не является стратиграфически единым и непрерывным. И действительно, по данным, опубликованным позднее [1], только средняя подсвита имеет майский возраст, а в состав нижней подсвиты входят отложения, содержащие остатки фауны среднего — верхнего ордовика и лудлова. Тем самым были подтверждены наши стратиграфо-геохимические выводы.

Соответственно изменилась оценка мощности отложений майского яруса по р. Рабуту и в бассейне р. Арглы. Лишь в самых полных разрезах она может достигать 600 м. Надо напомнить, что еще А. П. Марковский в 1927 г. (он вместе с Д. И. Мушкетовым и С. И. Клунниковым является первооткрывателем этих разрезов), оценивая мощность данных отложений в левобережье р. Рабут, отмечал, что общая мощность отложений не превышает 750 м, а возможно и меньше. В дальнейшем, однако, стало преобладать мнение о существовании многокилометровых толщ кембрия в Южном Тянь-Шане и в их состав оказались ошибочно включенными отложения различного возраста.

Важно отметить, что помимо рассматриваемого прогиба отложения майского яруса регионально распространены в основании разреза палеозоя Нуратау-Туркестанского региона, где их видимая мощность обычно не превышает 150 м, редко достигая 600 м. Возможно, что почти повсе-

местный размыв амгинских отложений в пределах Санзар-Аргинского авлакогена, и, видимо, сопутствующие этому событию относительное поднятие и частичное осушение в его пределах, следует связывать с локально проявившейся салаирской фазой тектогенеза, которая вполне могла смениться трансгрессией майского моря в обширные пространства зарождающейся геосинклинали Южного Тянь-Шаня.

Работы авторов статьи по геохимической корреляции литолого-стратиграфических подразделений майского яруса — верхнего кембрия и низов ордовика [2] свидетельствуют о широком их развитии в восточной части Нуратау-Туркестанского региона (акбулакская, папалакская, раватская, рухшифская, байкунгурская и другие свиты). Еще в 1973 г. нами было высказано предположение, подтвердившееся после детального изучения разреза, о том, что рухшифская свита в Туркестанском хребте не входит в состав силурийской серии осадков, а является средне-верхнекембрийской и залегает в основании разреза. Построенная геохимическая модель свиты полностью подтвердила наши сопоставления. Позднее, в 1976 г. совместно с З. М. Абдуазимовой, Н. А. Козарем и В. А. Орлом разрез по р. Рухшиф был изучен и опробован. Были найдены остатки водорослей *Nuratella* и трилобитов плохой сохранности. В покрывающих рухшифскую свиту алевритово-сланцевых отложениях левобережья р. Рухшиф, которые нами «геохимически» были отнесены к нижнему ордовку, З. М. Абдуазимова установила присутствие остатков хитиноидных организмов этого возраста. Наконец, позднее Т. И. Хайруллиной в известняках рухшифской свиты удалось собрать остатки трилобитов верхнекембрийского возраста.

Вместе с тем необходимо помнить о том, что, по данным работы [6], практически все выходы известняково-сланцевых толщ к северу от Санзар-Аргинского авлакогена рассматриваются в качестве нижеордовикских по аналогии с тщательно изученными отложениями в бассейне р. Урюклы, в которых ими собраны остатки граптолитов и трилобитов аренигского яруса

и остатки водорослей ордовикского (по К. Б. Кордэ) возраста. Кроме того, по мнению М. М. Посоховой, поддерживаемому и нами, вероятно присутствие известняково-сланцевых пачек и среди лландоверийских отложений.

Подобные факты конвергенции в разрезе нижнего палеозоя близких по литологическому составу, но разновозрастных отложений требует тщательного изучения и дополнительного палеонтологического обоснования. Хорошим дополнительным корреляционным критерием различия отложений нижнего — среднего ордовика от средне-верхнекембрийских стали их геохимические характеристики. Для известняково-сланцевой толщи аренигского яруса в правобережье р. Урюклы характерна, в частности, следующая геохимическая модель: $[(\text{Ti}, \text{V}, \text{Zn} (\text{Ba}, \text{Cr}, \text{Mo}) \text{Co}, \text{Cu}) \text{Pb}, \text{Sr}] [\text{Y}, \text{Sc} (\text{Mn}, \text{Ni})]$. Из нее видно, что в условиях сильного химического выветривания в период формирования этой толщи значительную роль играл и магматогенный фактор, влияние которого, кстати, не установлено в известняково-сланцевых отложениях майского яруса. А отсюда и различия в геохимических характеристиках.

Выявленный для отложений майского яруса санзар-арглинского типа характер ассоциирования элементов дан в таблице (VII — разрез № 10). Из него следует, что для пород «майской» части бывшей рабутской свиты характерно обособление от остальных элементов группы, сложенной $\text{Mn}, \text{Ba}, \text{Sr}, \text{Zn}, (\text{Pb})$. Ядро второй выявленной ассоциации слагают весьма тесно связанные между собой $\text{Sr}, \text{Ti}, \text{Ga}, \text{Ni}, \text{Co}$ и др. Слабо связаны с этими элементами V и Cu, они занимают промежуточное положение между двумя ведущими ассоциациями. В целом отложения майского яруса обладают вполне определенными чертами сходства с толщей амгинского яруса, которое определяется местоположением в сравнимых геохимических моделях этих толщ таких элементов-индикаторов стратиграфической принадлежности, как $\text{Co}, \text{Mo}, \text{Cu}, \text{Mn}, \text{Sr}$. Следовательно, для формирования отложений майского яруса необходимы были условия интенсивного химического вы-

ветривания при активном участии механического фактора.

Литологически неотличимы от известняково-сланцевой толщи майского яруса отложения верхнего кембрия, имеющие мощность не более 100—150 м. Распространены они крайне спорадически и содержат в основании горизонт до 8—10 м известняковых конгломератов. Один из таких выходов установлен в бассейне р. Байбиче-Котин на высоте 3182 (разрез № 11, VIII, см. рис. 1, 2 и таблицу). Для отложений верхнего кембрия характерен сходный с майским ярусом тип ассоциирования элементов. Однако в условиях продолжающегося химического выветривания пород водосборных площадей нарастает тектоническая активность. У ряда фельсифилов ($\text{Be}, \text{Y}, \text{Zn}$ и др.) наблюдается тенденция к ослаблению связей с ассоциацией фемофилов ($\text{Ni}, \text{Ti}, \text{Sr}$ и др.) и к сближению с противоположной группой подвижных элементов ($\text{Ba}, \text{Sr}, \text{Mn}$), типоморфной для отложений среднего и верхнего кембрия.

В пределах Санзар-Арглинского авлакогена к концу кембрия завершилось карбонатно-глинистое осадконакопление, давно уже испытывающее тенденцию к замедлению. На месте прогиба формируется поднятие, а прогибание и осадконакопление смещаются к северу и к югу. В тремадоке и арениге особенно энергичным прогибанием характеризуются прилегающие к Санзар-Арглинскому поднятию окраины смежных прогибов: Северо-Туркестанский и Туркестано-Зеравшанский. В них идет накопление мощной (до 800—1200 мм) терригенной серии осадков ордовика. В то же время при отсутствии вулканических пород близрасположенные к поднятию алевритово-сланцевые толщи тремадока характеризуются эндогенным геохимическим обликом. Их геохимическая модель представлена в таблице (разрез № 12, IX). Из нее следует, что из выявленных для этих отложений геохимических ассоциаций одна сложена фемофилами ($\text{Sc}, \text{V}, \text{Mn}, \text{Cu}$ и др.), а другая — только фельсифилами ($\text{Zr}, \text{Ba}, \text{Sr}, \text{Be}$). Сходство с магматогенными образованиями здесь нарушает только один элемент — фельсифил Pb , присоединяющийся к фемофилам. Эн-

догенный тип ассоциирования элементов в толще низов ордовика вероятнее всего связан с непосредственным влиянием фумарольной деятельности в зоне активного в это время Туркестанского глубинного разлома.

Близ него в бассейне р. Шаган-Обурдон более высокие горизонты ордовика, представленные существенно алевролитно-песчаниковыми отложениями, содержат отдельные прослои туфогенных пород. Здесь также преобладает тип ассоциирования элементов, близкий к магматогенному (разрез № 13—X, см. рис. 1—2). Одна из двух ведущих геохимических ассоциаций представлена Zr, Y, Ba и другими фельсифилами, а другая — Sr, Ni, Zn и другими фемофилами. Отличие обусловлено только присоединением Ti и V к группе фельсифилов. Однако в разрезах нижнего ордовика, удаленных на 5—10 км и более от Санзар-Арглинского поднятия, наблюдается резкое уменьшение следов вулканической деятельности. Данные отложения характеризует следующая обобщенная геохимическая модель: $[(Ti, Ga, Be, V, Sr, Zn)Ba]NiY, Zr [Pb, Sr(Cu \times (Co, Mo, Mn))]$.

Здесь уже наиболее инертные фемофилы и гомеофилы объединяются с инертными фельсифилами (Ti, Ga, V, Sr, Zn, Ba, Y, Zr), а более подвижные фельсифилы — с подвижными фемофилами (Sr, Pb, Mn, Cu).

Именно вхождение Mn, Pb, Sr, Cu, Mo, Co в единую ассоциацию является главной геохимической особенностью этих отложений, удаленных от зоны влияния Туркестанского разлома, для которых в раннем ордовике наряду с процессами механического выветривания областей питания характерны процессы подводного химического выветривания, происходившего, судя по поведению Ba, в условиях нормально соленого морского бассейна.

Подведем некоторые итоги. Как было показано выше, каждое из двенадцати выделенных подразделений кембрия и нижнего ордовика в пределах Санзар-Арглинского авлакогена имеет специфическую геохимическую характеристику, которая может быть использована в качестве дополнительного критерия при сопоставлении.

С другой стороны, устанавливается последовательная и закономерная смена типов геохимических моделей толщ в кембрийском разрезе санзар-арглинского типа. При этом они объединяются в крупные интервалы с более резкими геохимическими границами, которые представляют собой важные рубежи в истории развития не только данного прогиба, но и, вероятно, Нуратау-Туркестанского региона в целом.

Выделяются три таких главных интервала — три крупные геохимические системы (см. таблицу). Каждую из них можно охарактеризовать как сложное целостное образование, созданное в ходе эволюции единого бассейна седimentации и области питания, а также протекавших в их пределах одноклассных или сходных эндогенных и экзогенных геологических процессов.

Первая из систем представлена небольшим и, по существу, единственным обнажением в верховьях р. Актеньги условно нижнекембрийских сланцев, фтанитов и известняков, принадлежащих, вероятно, верхам наиболее древней в регионе серии. Судя по геохимическим данным, для нее характерны солоноватоводный режим бассейна седimentации и развитие процессов глубокого химического выветривания в условиях гумидного климата при наличии спокойного тектонического режима, по-видимому, предшествовавшего заложению авлакогенной Санзар-Арглинской структуры.

Следующая геохимическая система охватывает наибольший интервал времени. Она включает отложения алданского, ленского надъярусов, амгинского, майского ярусов, и верхнего отдела кембрия. В этой системе уверенно выделяются два ритма, один из которых составляют обе толщи алданского надъяруса и нижнеленские отложения, а другой — отложения верхней части ленского надъяруса, низов амгинского яруса, майского яруса и верхнего кембрия.

Для первого ритма характерна повышенная подвижность Mo и Co, особенно высокая мобильность Y и иногда Zr, что может быть связано с участием в процессе седиментогенеза соединений Р, которые в Каратау образуют промышленные залежи в основании

кембрия. Судя по геохимическим данным, формирование этих отложений происходило в условиях постепенного изменения тектонического режима от активного к спокойному, от широкого развития фумарольной деятельности к ее затуханию и к последовательной смене солоноватоводного режима бассейна седimentации условиями нормальной солености.

Верхний ритм второй геохимической системы охватывает наибольший интервал времени — от верхов ленского надъяруса до верхов кембрия. Отличительная черта этого ритма — преобладание в разрезе карбонатных пород. Литологическое, а отчасти и фаціальное сходство существенно карбонатных верхнеленских, амгинских и майских отложений и пород верхнего кембрия отражается на характере ассоциирования элементов во всех этих толщах и соответственно на степени различия их геохимических моделей. Важно отметить, что общая унаследованность и направленность эволюции вещественного состава литолого-стратиграфических подразделений в пределах данной геохимической системы полностью сохраняется. Для верхнего ее ритма, судя по характеру распределения связей между элементами, типично постепенное изменение тектонического режима от слабо активного к более активному. Это вполне естественно, если принять во внимание произошедшие в рассматриваемый интервал истории Санзар-Арглинского прогиба предмайский, глубокий и предверхнекембрийский, видимо, местный размывы. Они, вероятно, отвечают двум фазам тектонической активности, по времени вполне соответствующим салаирским движениям. Именно благодаря им, по нашему мнению, на смену условиям открытого моря приходят солоноватоводные (судя по поведению Ba), а затем, возможно, почти пресноводные, которые могут быть характерны для внутририфовой распресненной лагуны. В таком случае естественно предположить, что на месте Санзар-Арглинского авлакогена, отличавшегося энергичными нисходящими движениями в алданско-раннеленское время, в майском веке после размыва началось относительное поднятие и формирование барьерного рифа. По-

следний представлял собой цепочку островов с рифовыми постройками и систему лагун, разделивших Нуратау-Туркестанский морской бассейн на две различающиеся половины.

Для южной, Туркестанской его части согласно геохимическим данным по разрезу среднего — верхнего кембрия [2] Ba, как правило, фиксируется среди инертных элементов, т. е. в связанном состоянии, что характерно для морского бассейна нормальной солености. В северной, Мальгузаро-Туркестанской половине бассейна (Ba нередко сохраняет достаточно высокую подвижность) намечается тенденция к распреснению и формируется солоноватоводный бассейн седimentации. При этом осадки вдоль северо-восточной окраины Нуратау-Туркестанского моря (р. Санзар в Джизакском проходе, р. Ухум и др.) и по литологическим и геохимическим особенностям можно отнести к прибрежным и прибрежно-континентальным [2].

Третья геохимическая система, а может быть, правильнее надсистема, которая в данном разделе почти не рассматривается, поскольку располагается за пределами Санзар-Арглинского авлакогена, охватывает самую мощную и сложно построенную серию песчанико-алевролитно-сланцевых пород. Ее формирование началось в тремадоке и завершилось в конце лландовери — начале венлока, а местами в лудлове. Базальные нижнеордовикские горизонты этой мощной формации непрерывно прослеживаются вдоль северного и южного ограниченный Санзар-Арглинского эпикембрийского островодужного поднятия (барьерного рифа) и спорадически проникают в его пределы.

Для отложений тремадока и аренига, принадлежащих нижней части третьей геохимической системы и «наследующих» в нижних горизонтах, несмотря на смену литологического состава, геохимические особенности подстилающих отложений, характерно региональное развитие процессов механического выветривания пород в областях размыва и сноса. Наблюдается узко локальная (приразломная) вулканическая деятельность, представленная в основном проявлениями фу-

марол. Одновременно происходит постепенное возрастание роли процессов химического выветривания как по разрезу раннеордовикских отложений, так и по латерали.

Таким образом, комплексное литолого-стратиграфическое и геохимическое расчленение и изучение разреза кембрийских и нижнеордовикских отложений Санзар-Арглинского авлакогена и прилегающих частей смежных прогибов позволяет повысить качество геологосъемочных работ.

Как было показано выше, каждое из выделенных литолого-стратиграфических подразделений обладает геохимически однотипной характеристикой, которая может быть использована при картировании в качестве дополнительного корреляционного признака. Впервые, при сопоставлении разобренных выходов одной и той же свиты (латеральная корреляция), во-вторых, для установления меры их геохимического сходства и отличия от выше- и нижележащих отложений (вертикальная корреляция).

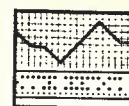
Закономерная смена типов геохимических ассоциаций по вертикали может свидетельствовать о существовании в принципе непрерывного разреза в Санзар-Арглинском прогибе и о наличии здесь тесной связи геохимических особенностей отложений различного возраста с региональными изменениями палеотектонических, климатических и палеогеографических условий осадконакопления.

Наконец, наш опыт геохимической и стратиграфической корреляции подтверждает существование обратной функциональной зависимости между активностью тектонического режима, расчлененностью и все более глубокой эродированностью областей размыва и сноса с одной стороны, и геохимической сопоставимостью разновозрастных

отложений, формирующихся в разных частях единого и обширного бассейна седиментации, — с другой. По мере увеличения степени дифференцированности тектонических движений происходит интенсификация процессов денудации в областях питания, возрастает роль местных автономных источников размыва и сноса, составляющих аллотигенную основу петрофонта осадков этого бассейна. Поэтому следует иметь в виду, что степень геохимического сходства характеристик разновозрастных отложений комплекса, необходимая и достаточная для их корреляции, со временем уменьшается. Отсюда очевидно, что данная методика наиболее результативна при сопоставлении терригенных осадков ранних, первичных прогибов и успешно реализуется в первую очередь в структурах типа авлакогенов или внутриконтинентальных рифтов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брежнев В. Д., Удалова А. А., Шукин С. И. О первых фазах проявления кислого вулканизма в западно-туркестанском секторе Южного Тянь-Шаня. — Докл. АН ТаджССР, 1978, т. XX, № 9, с. 36—39.
2. Брежнев В. Д., Бурков Ю. К., Удалова А. А. Литолого-стратиграфическая и геохимическая корреляция отложений нижнего палеозоя в западной части Южного Тянь-Шаня. — Сов. геология, 1984, № 8, с. 54—60.
3. Бурков Ю. К. Изучение условий формирования осадочных толщ методами статистической обработки геохимических данных. — В кн.: Материалы годичной и юбилейной сессий Ученого совета ВСЕГЕИ, 1967. Л., 1971, с. 346—355.
4. Геология СССР. Т. XXIII, кн. 1. М., Недра, 1972.
5. Кембрий Южного Тянь-Шаня/Р. Н. Абдуллаев, О. М. Борисов, З. М. Абдуазимова и др. — Сов. геология, 1977, № 6, с. 20—31.
6. Стратиграфия и фауна нижнего палеозоя северных предгорий Туркестанского и Алайского хребтов (Южный Тянь-Шань)/Л. Н. Репин, Б. В. Яскович, Н. А. Аксарина и др. Новосибирск: Наука, 1975.



ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

УДК 552.08 : 53 : 549.324.3 : 553.411

В. А. НАРСЕЕВ, П. С. РЕВЯКИН,
Ч. Х. АРИФУЛОВ (ЦНИГРИ)

Зональность электрических свойств пиритов золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах

Электрические свойства пиритов зависят от условий рудообразования и могут быть использованы в качестве признаков золотого оруденения различных генетических типов [1, 2, 3, 4].

Рассматриваемые месторождения золото-сульфидной и золото-кварцевой формаций концентрируются в прибортовых частях шовных рифтогенных структур, сложенных отложениями (снизу — вверх): вулканогенно-доломитово-кремнистой; кремнисто-терригенной, терригенной (флишовой), карбонатной доломитово-известняковой и молассовой (вулканогенной молассовой) формаций. С ранней инверсионной стадией связывается образование вулканогенно-олистоострововой (граувакковой) формации, с поздней — внедрение крупных батолитических гранитоидных массивов и дайковых комплексов пестрого состава. Основными рудовмещающими формациями являются терригенная и олистоострововая. Оруденение контролируется долгоживущими зонами нарушений глубокого заложения, субпродольных и субдиагональных к рифтовым трогам, и экранируется пологонадвиговыми структурами.

Образование основных рудных концентраций связывается с гидротермальным процессом, сопряженным с гранитоидным магматизмом. Различаются рудные поля типа А, отстоящие от апикальных частей гранитоидных интрузий на расстояние до 1,5—2 км, и типа Б, отдаленные на 2—3 км и более. Ведущей рудной формацией является золото-кварцевая с повышенным содержанием вольфрама (шеелита), вторых — золото-сульфидно-мышьяковистая прожилково-вкрапленная с повышенным содержанием уртьмы (антимонита). В структурно-

морфологическом отношении им отвечают — штокверки (мегаштокверки) и линейные, ветвящиеся, уплощенно-конусовидные залежи. Помимо указанных основных типов рудных полей существуют второстепенные, отличающиеся структурно-морфологическими особенностями, удалением от гранитоидных интрузий, составом рудных минеральных ассоциаций и др. Рудные поля типов А и Б характеризуются изометричной формой и квазиконцентрическим зональным строением, остальные имеют преимущественно линейную форму с «трансляционной» зональностью и многократным повторением рудных концентраций в благоприятных литолого-структурных обстановках.

Последовательность основных этапов минералообразования, состав и минеральные ассоциации отвечающих им измененных пород приведены в табл. 1.

Изучение электрических свойств (ЭС) пиритов месторождений золото-кварцевой (золото-сульфидно-кварцевой) и золото-сульфидной формаций заключалось в детальном структурно-минералогическом картировании, отборе проб по линиям картирования из керна скважин и горных выработок с шагом до 1 м. Для зерен пирита измерялись ТЭДС (ΔV_a), дифференциальная ТЭДС ($\alpha_{100}^{\circ}\text{C}$), электропроводность (σ), зависимости $\Delta V_a(T)$ и $\ln \sigma(1/T)$, а также их минераграфия. Изменчивость состава пиритов различных генераций определялась с помощью микроспектрального, рентгено-спектрального и активационного анализов. Общее число образцов керна и аншлифов коллекции — более 4000.

Статистическая обработка полученных характеристик состава и ЭС различных генераций пирита независимо

Таблица 1

Основные этапы минералообразования и генераций пиритов месторождений золото-кварцевой (тип А) и золото-сульфидной (тип Б) формаций в углеродисто-терригенных породах

Этап минералообразования в стадиях развития складчатой области	Золото-кварцевая формация		Золото-сульфидная формация	
	Изменения пород, минеральные ассоциации, генерации пиритов	Группа пирита по ЭС	Изменения пород, минеральные ассоциации, генерации пиритов	Группа пирита по ЭС
Динамометаморфизм: начальной инверсионной стадии	Измененные в биотит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации углеродисто-терригенные породы. Сингенетичный пирит I, измененный при диа- и катагенезе, присутствует в реликтовой форме; частично переходит в пирит II в условиях собирательной перекристаллизации	Ia	Измененные в мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации углеродисто-терригенные породы. Сингенетичный пирит I, характерны фрамбондальные и глобулярные формы, стяжения; отмечается перераспределение пирита I по плоскостям расщепления в ассоциации с УВ	Ia
главной инверсионной стадии, выраженной покровно-надвиговой и складчато-разрывной тектоникой	Динамометаморфические сланцы, милониты, углеродистые катаклазиты. Пирит I перераспределен по сланцеватости, пирит II слагает уплощенные зерна и сгустки в тенях давления		Углеродистые катаклазиты, развитие метаморфических сегрегаций антраксолит-кварцевого состава. В зонах окварцевания перекристаллизация пирита I в пирит II кубического габитуса	
Щелочной метасоматоз, сопряженный с формированием гранитов главной инверсионной стадии	Флогопит-полевошпат-кварцевые метасоматиты с участками биотитовых роговиков. Частичная пирротинизация пирита II, развитие халькопирит-пирит III-пирротиновой ассоциации	Ib	Щелочной метасоматоз не проявлен	
	Калишпат-кварцевые околожилы метасоматиты и сопряженная с ними золото-сфалерит-кварцевая ассоциация, на флангах с пиритом IV и арсенопиритом I	II		
Метасоматиты зон кислотного выщелачивания и сопряженного осаждения, завершающие внедрение даек пестрого состава поздней инверсионной стадии	Кварц-альбитовые околожилы метасоматиты, сопряженные с кварц-турмалиновыми брекчиями. Золото-арсенопирит II-кварцевая с пиритом V и сфалерит-галенитовая ассоциации	III	Серцит-карбонат-пиритовые метасоматиты	II
	Серцит-карбонат-пиритовые метасоматиты. Марказит-пиритовая (пирит VI) и серебро-сульфоантимонитовая ассоциации	IV	Золото-арсенопирит-пиритовая ассоциация (тонкозернистый мышьяковистый пирит III пентагондодекаэдрического габитуса)	III
			Сфалерит-блеклорудная и серебро-сульфоантимонитовая ассоциации с незначительным развитием Ni-содержащего пирита IV	IV

Электрические свойства пиритов I—IV групп

Таблица 2

Свойство	I	II	III	IV
Расчетная формула	$\text{FeS}_{1,97-2,02}$ (8)	$\text{FeS}_{1,99-2,04}$ (16)	$\text{FeS}_{1,99-2,02}$ (21)	$\text{FeS}_{1,93-1,97}$ (7)
Средняя дифференциальная ТЭДС $\bar{\alpha}_{100}^{\circ\text{C}}$, мВ/°C	-140÷160 (860)	200—290 (1070)	310—445 (1940)	-260÷130 (370)
Проводимость $\sigma \cdot 10^2$, Ом ⁻¹ ·м ⁻¹	9—25 (94)	0,1—15 (176)	0,05—15 (283)	10—40 (37)
Тип зависимостей: $\alpha(T)$ $\ln \sigma(1/T)$	n^* Смешанная **	p Прямая	p Прямая	n^* —
Коэффициент корреляции: $\rho_{\alpha, \sigma}$ $\rho_{\alpha, \text{As}}$	Нет Нет	< -0,8 < +0,4	< -0,7 < +0,6	Нет *** —

* Преобладает.

** Преобладает и реже обратная.

*** Иногда отрицательная (до -0,9).

Примечание. В скобках — число проб или измерений.

Элементы-примеси пиритов групп I—IV

Таблица 3

Характеристика	I	II	III	IV
ТЭДС $\alpha_{150}^{\circ\text{C}}$, мВ	-16÷27 (6140)	25—43 (16 780)	42—62 (19 420)	28—49 (3170)
Пределы средних содержания, %	(173)	(384)	(667)	(184)
Co, 10 ⁻⁴	173—286	62—191	76—131	83—195
Ni, 10 ⁻⁴	113—257	81—195	60—124	70—261
As, 10 ⁻²	0,5—1,1	3—38	15—68	0,5—2
Ag, 10 ⁻⁴	0,5—2,9	1,5—19,9	1,7—22,9	0,5—2,6
Co/Ni	0,6—2,4	0,8—1,4	0,7—1,2	0,5—1,9

Примечание. В скобках дано число измерений или определений.

от формационного типа месторождений позволила разделить их на четыре группы, связанные с дорудной (I), рудной (II и III) и позднерудной (IV) стадиями минералообразования (табл. 2, 3).

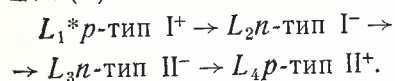
Сопоставление стадий для различных рудных полей имело ряд сложностей и не во всех случаях проводилось однозначно, однако использование таких временных реперов, как разновозрастная складчатость, внедрение третичных интрузий и «сквозной» характер гидротермальных процессов, позволило решить эту задачу.

Выделенные статистически однородные группы пиритов (I—IV) смещены

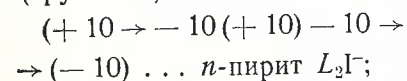
относительно этапов (стадий) минералообразования, поскольку статистическая однородность состава пиритов достигается только в условиях резкого количественного преобладания одной из его генераций, т. е. при максимальной интенсивности каждого последующего процесса. Характер этих соотношений приведен в табл. 1.

Массовые измерения электрических свойств пиритов, слагающих широкие ореолы в рудных зонах, позволяют очертить частные ореолы аномального изменения электрических свойств пиритов и идентифицировать участки распространения пиритов продуктивных стадий.

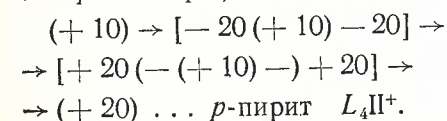
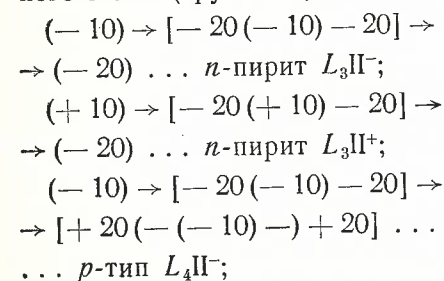
Пириты I группы можно отнести к нестехиометрическим природным полупроводниковым соединениям p -, $(p-n)$ -, $(n-p)$ - и n -типов. Типы проводимости по оценке зональности ТЭДС кристаллов и зависимости $\Delta V_a(T)$ меняются по схеме



Электрическая структура (электрическая зональность кристалла) изменяется для «метаморфогенного» этапа (группа I^a):



для начальных стадий кремнщелочного этапа (группа I^b):



Здесь значения в круглых скобках характеризуют ядерные и внутренние электрические зоны кристалла, в квадратных — периферию зерен.

Для рудных зон полей типа Б преобладают пириты L_2I^- , а для полей типа А — L_3II^- и L_4II^- . Последние отличаются нарушением стехиометрии в сторону дефицита анионной части; расчетная формула железа $FeS_{1,96-2,01}$. Электронная проводимость во всем исследованном интервале температур активации 0—400 °С обеспечивается за счет анионных S^{2-} вакансий кристаллической решетки. При сдвиге отношения анион — катион к стехиометрическому, но при значительном содержании в пирите кобальта (в n -пирите L_3II до 0,03 %) проводимость

* $L_1, L_2, \dots$ — пириты, отличающиеся по ЭС. Здесь и далее приводятся эмпирические данные, которые характеризуют изменение ЭС установленных генераций пирита.

может быть связана с ионизацией донорных уровней Co^{3+} .

Электропроводимость ранних n -пиритов I группы повышенная — $9 \cdot 10^2$ — $30 \cdot 10^2$ Ом⁻¹·м⁻¹. Значения энергии активации примесных носителей тока, определенные по зависимости $\ln \sigma(1/T)$, равны 0,07—0,11 эВ. Такие энергии примесных уровней известны из ряда экспериментальных работ по электрическим свойствам примесных кобальтсодержащих синтезированных пиритов и указывают на вхождение кобальта в решетку n -пиритов в качестве донорной примеси.

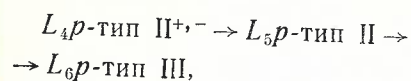
Дифференциальная ТЭДС пиритов предрудного этапа минералообразования меняется в широких пределах — от +160 (L_1I) и —140 (L_2I) до —220 мкВ/°С (L_3II). Как следует из известных обобщенных зависимостей дифференциальной ТЭДС от температуры минералообразования [1, 4], такому изменению знака и значения ее могут отвечать температуры, равные соответственно 200—150 °С (L_2II) и ~400 °С (L_3II).

Таким образом, наблюдаемое изменение электрических параметров пиритов в процессе их перекристаллизации сопровождается вначале некоторой потерей пиритами серы (пириты L_2I и L_3II внешних зон ореолов ЭС), а затем обогащением их (зоны ореолов ЭС, переходные к внутренним); содержание кобальта растет, а затем уменьшается, а мышьяка увеличивается.

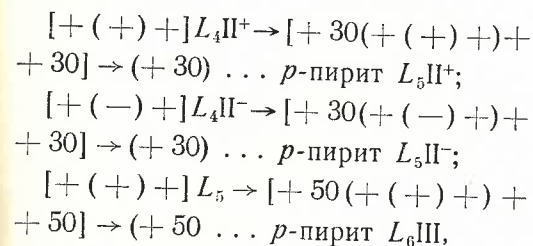
Эти изменения коррелируют с интенсивностью флогопит-полевошпат-кварцевых метасоматических изменений, выражающихся в следующей смене зон от периферии к центру: флогопитизированные металавровлиты, флогопит — полевошпат (альбит, калишпат) — кварцевые метасоматиты, полевошпат (калишпат, альбит) — кварцевые метасоматиты. В периферической и переходной зонах присутствует рассеянная вкрапленность пирит-пиротинового и халькопирит-пирит-пиротинового состава. К «ядерной» зоне ее количество резко снижается, но здесь широко распространены золотоносные парагенезисы.

Пириты II и III групп являются полупроводниковыми соединениями p -типа. Для рудных полей с золото-кварцевым оруденением (типа А) сме-

на типов проводимости от пиритов дорудного этапа к рудному и в процессе синрудных преобразований, согласно зональности α кристаллов и оценке зависимости $\Delta V_a(T)$, происходит по схеме



а изменение электрической структуры (электрической зональности кристалла)



где знаки полярности в круглых скобках соответствуют ядерным и внутренним электрическим зонам кристаллов.

Для рудных полей с золото-сульфидным оруденением (тип Б) в составе рудных зон резко преобладают p -пириты L_6III . P -пириты II и III групп характеризуются смещением составов в сторону преобладания серы ($FeS_{1,99-2,04}$). Примесная дырочная проводимость таких пиритов обеспечивается за счет катионных Fe^{2+} вакансий кристаллической решетки при высоких (500 °С) температурах активации или ионизации примесных акцепторных As^{3-} уровней (температура активации менее 500 °С). В последнем случае отмечается положительная корреляционная зависимость ТЭДС от содержания мышьяка.

Электропроводимость p -пиритов обнаруживает прямую зависимость от температуры. Средняя электропроводимость понижена по сравнению с n -пиритами от значения $15 \cdot 10^2$ до $0,05 \cdot 10^2$ Ом⁻¹·м⁻¹. Большее значение электропроводимости отвечает p -пириту II группы $L_5II^{+,-}$, а меньшее — p -пириту III группы L_6III . Значения энергии активации примесных носителей тока, определенные по зависимости $\ln \sigma(1/T)$, равны 0,21—0,31 эВ. Такие энергии свойственны мышьяку и могут указывать на его вхождение в кристаллическую решетку в качестве акцепторной примеси $As^{3-} \rightarrow S^{2-}$. Диф-

ференциальная ТЭДС увеличивается от 220—330 мкВ/°С p -пиритов (L_4, L_5) $II^{+,-}$ до 310—430 p -пиритов L_6III . Полученные значения дифференциальной ТЭДС могут отвечать температурам минералообразования, равным соответственно 350—340 °С (L_4II), 340—330 ($L_5II^{+,-}$) и 320—300 (L_6III).

Изменение электрических свойств пиритов рудного этапа сопровождается сначала обогащением пиритов серой, а затем по мере падения парциального давления серы — замещением ее мышьяком. При этом среднее содержание мышьяка в p -пиритах II и III групп увеличивается по сравнению с пиритами I группы в 1,5—2 раза, соответственно от $0,5 \cdot 10^{-2}$ — $1,1 \cdot 10^{-2}$ до $15 \cdot 10^{-2}$ — $8 \cdot 10^{-2}$ % и более. Содержание мышьяка в кристаллах пирита золото-сульфидных месторождений выше, чем золото-кварцевых. Для участков тонкозональной структуры кристаллов концентрация мышьяка увеличивается до $200 \cdot 10^{-2}$ — $500 \cdot 10^{-2}$ %, а незональных внешних кайм снижается до $100 \cdot 10^{-2}$ — $150 \cdot 10^{-2}$ %. Содержание кобальта и никеля понижено по сравнению с пиритами I группы в 1,5—2 раза: для кобальта от $173 \cdot 10^{-4}$ — $266 \cdot 10^{-4}$ до $76 \cdot 10^{-4}$ — $134 \cdot 10^{-4}$ % и никеля от $113 \cdot 10^{-4}$ — $251 \cdot 10^{-4}$ до $60 \cdot 10^{-4}$ — $124 \cdot 10^{-4}$ %. Кобальт-никелевое отношение при этом также уменьшается. Между значениями ТЭДС пиритов II и III групп и содержаниями мышьяка отмечается прямая корреляционная связь (до +0,6), а кобальта — обратная (до —0,8). Значимая положительная корреляционная связь фиксируется также для p -пиритов с серебром и в отдельных случаях с золотом.

Пириты II и III групп на рудном поле типа А (золото-кварцевая формация) слагают ореолы в центральной (полевошпат-кварцевой) и переходной (флогопит-полевошпат-кварцевой) зонах метасоматитов, с которыми сопряжена «высокотемпературная» золото-шеелит-кварцевая ассоциация. На нижних уровнях золото-кварцевых штоков ореолы p -пиритов постепенно сменяются ореолами n -пиритов, отчетливо фиксируя глубокие и корневые части рудно-метасоматических зон.

На месторождениях типа Б (золото-сульфидно-мышьяковистая формация) ореолы пиритов *p*-типа развиты на всем интервале распространения золотоносной арсенопирит-пиритовой вкрапленности, и «полярности» ореолов ЭС по падению рудных зон не отмечается.

Пириты IV группы связаны с позднерудными ассоциациями «полисульфидного» или сульфидантимонитового профиля оруденения. В сравнении с пиритами предыдущих групп они характеризуются малой распространенностью и сильной изменчивостью в зависимости от «микропарагенезиса». В ассоциации с сульфидами и сульфосолями обычны *p*-пириты, а в сростках с кварцем преобладают *n*-пириты.

R-пириты (L_7IV^+) относят, как и предыдущие, к примесным полупроводниковым соединениям с отношением атомных количеств железа к сере, равным стехиометрическому и более. Отмечается уменьшение значений ТЭДС до 240—130 мкВ/°С, которому отвечает уменьшение температур кристаллизации *p*-пирита до 230—150 °С. Электропроводимость таких пиритов обеспечивается примесными носителями тока за счет As^{3-} , занимающего акцепторные уровни. Концентрация мышьяка в пиритах L_7IV^+ остается по-прежнему высокой ($10 \cdot 10^{-2}$ — $15 \times 10^{-2} \%$).

К полупроводниковым химическим соединениям относят и *n*-пириты (L_8IV^-), но их проводимость обеспечивается появлением анионных вакансий (S^{2-}) на фоне существенного (на порядок) уменьшения содержаний акцепторной примеси As^{3-} . Возрастает роль Co^{3+} как донорной примеси. Стехиометрическое отношение сдвигается в сторону увеличения количества катионов ($Fe_{1,97-1,93}$).

Электрическая структура поздних пиритов (электрическая зональность кристалла) описывается диаграммами

$$\begin{aligned} (+50) &\rightarrow [+20(+45)+20] \rightarrow \\ &\rightarrow (+30) \dots \text{пирит } L_7IV^+; \\ (+30) &\rightarrow [-20(+30)-20] \rightarrow \\ &\rightarrow (-20) \dots \text{пирит } L_8IV^-. \end{aligned}$$

При анализе ореолов можно пренебречь влиянием пиритов IV группы в силу их локального развития и четкой

приуроченности к «поздним» минеральным ассоциациям. Их роль сводится к усложнению внутреннего строения и повышению контрастности ореолов ЭС, что может учитываться при оконтуривании участков с повышенной сереброносностью.

Сформулируем основные выводы.

1. Изменения электрических свойств пиритов I—IV групп постепенные, что связано с непрерывной, но неполной перекристаллизацией его ранних генераций на последующих стадиях минералообразования. В общем можно записать следующий ряд изменений электрической структуры пирита

$$\begin{aligned} +10(?) &\text{— пирит } L_1I^+ \rightarrow [-10(+10)- \\ &-10] \rightarrow (-10) \text{— пирит } L_2I^- \rightarrow \\ &\rightarrow [-20(-10)-20] \rightarrow (-20) \text{—} \\ &\text{— пирит } L_3II^- \rightarrow [+20(-20)+20] \rightarrow \\ &\rightarrow (+20) \text{— пирит } L_4II^+ \rightarrow [+30(+20)+ \\ &+30] \rightarrow (+30) \text{— пирит } L_5II^+ \rightarrow \\ &\rightarrow [+50(+30)+50] \rightarrow (+50) \text{—} \\ &\text{— пирит } L_6III \rightarrow [+30(+50)+30] \rightarrow \\ &\rightarrow (+20) \text{— пирит } L_7IV^+ \rightarrow [-20(+30)- \\ &-20] \rightarrow (-20) \text{— пирит } L_8IV^-. \end{aligned}$$

2. Отмечается полярность ореолов ЭС: на верхних уровнях положительная *p*-область, на средних — переходная *p*—*n*-область, а на нижних — отрицательная *n*-область. Основным отличием ореолов ЭС месторождения золото-кварцевого типа от золото-сульфидного является положение его относительно контура продуктивного оруденения. Для первых контур охватывает *p*- и *n*-области ореола ЭС, для вторых — только *p*-область. Это определяется различиями состава золотоносных парагенезисов и условий их отложения: для рудных полей типа А — высокотемпературная золото-сее-лит-кварцевая ассоциация, а типа Б — средне-низкотемпературная арсенопирит-пиритовая.

3. Ореолы ЭС конформны области предрудных метасоматитов и превосходят по размерам ореолы продуктивных минеральных ассоциаций. По характеру зональности ореола, его внутренней структуре, положению в пространстве (склонению, падению) и размерам можно судить о соответ-

ствующих элементах области с прогнозируемым оруденением (уровне ее вскрытия, размерах и ожидаемой продуктивности).

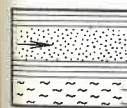
4. Методика изучения ореолов ЭС в принципе должна находиться в соответствии с предлагаемой В. И. Красниковым и др. [1] и учитывать рассмотренные выше различия ореолов ЭС золото-сульфидных и золото-кварцевых месторождений. При изучении ореолов ЭС на стадии детализационно-оценочных работ выявляются [1, 2]: 1) наличие у пиритов *p*- или *n*-типов проводимости с аномально высокими значениями ТЭДС и отклонение от фонового значения; 2) частота встречаемости *p*- или *n*-пиритов по стволу изучаемых скважин по данным оперативной статистической обработки получаемой информации на ЭВМ; 3) тренд изменения частоты встречаемости *p*- или *n*-пиритов и приведенного среднего ТЭДС; 4) изменчивость электрических свойств зональных кристаллов и тренд изменчивости по стволу скважин; 5) морфология и пространственное положение изучаемого ореола ЭС в результате обобщения предварительной информации по группе скважин; 6) пространственное положение изучаемого участка пиритовой минерализации относительно *p*, *p*—*n* (*n*—*p*) или *n*-областей ОЭС.

После выполнения перечисленных операций по оценке возможной рудо-

носности принимается решение: либо положительное в комплексе с другими критериями (геологическими, минерало-геохимическими и др.) — о выдаче рекомендаций на размещение поисково-оценочных скважин и ожидаемых глубинных подсечений рудной минерализации, либо отрицательное — о продолжении детальных поисков и накопления нового фактического материала для уточнения зональности, морфологии и размеров ореолов ЭС, если предварительной информации недостаточно, или о выдаче рекомендаций (также по комплексу критериев) на прекращение детальных поисков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Методические рекомендации по использованию электрических свойств рудных минералов для изучения и оценки эндогенных месторождений/В. И. Красников, В. А. Фаворов, В. А. Суматохин и др. Л.: ВСЕГЕИ, 1983.
2. Рабинович К. Р., Булыничков В. А., Анчурина В. М. Методические рекомендации по использованию термоэлектрических свойств пирита для прогнозирования золотого оруденения. Новосибирск: СНИИГиМС, 1981.
3. Ревякин П. С., Ревякина Э. А. Электрические свойства пиритов и их поисковое значение. — Разведка и охрана недр, 1978, № 7, с. 45—50.
4. Фаворов В. А., Красников В. И., Сычугов В. С. Некоторые факторы, определяющие изменчивость полупроводниковых свойств пирита и арсенопирита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 11, с. 72—84.



ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.736.1 : 553.041 (574.17)

И. Б. ДАЛЬЯН (ПГО «Актюбнефтегазгеология»)

Подземные воды подсолевых нефтегазоносных комплексов восточной окраины Прикаспийской впадины

Геолого-сейсмическими исследованиями последних лет при нефтегазописковых работах в пределах Жанажольской, Кенкиякской и Коздысайской тектонических ступеней восточной окраины Прикаспийской впадины под кунгурскими галогенными и сульфатно-терригенными флюидоупорными отложениями были установлены три

региональных литолого-стратиграфических нефтегазоносных комплексов пород: артинско-верхнегжельский песчано-глинистый, среднегжельско-верхневизейский карбонатный и средневизейско-верхнедевонский терригенный [3], являющихся одновременно самостоятельными гидрогеологическими этажами. В разрезе каждого выделен-

ного комплекса пород (гидрогеологического этажа) располагается ряд водоносных горизонтов с самоизливающимися напорными подошвенными и законтурными пластовыми водами хлоркальциевого типа (по В. А. Сулину).

Изучением подземных вод подсолевых отложений и гидрогеологических особенностей восточной части Прикаспийской впадины занимались многие исследователи. Ими было установлено, что химический состав, минерализация, гидродинамические характеристики, степень метаморфизации подземных вод подсолевых отложений закономерно изменяются от прибортовых окраин впадины в сторону ее центральной части [1, 2, 4, 5, 6]. При испытании глубоких скважин предыдущие результаты в основном подтвердились, но при этом была получена новая информация, касающаяся газонасыщенности пластовых вод, состава растворенного газа и воднорастворенного органического вещества (ВОВ) — прямых показателей нефтегазонасыщенности недр. Эти данные приводятся ниже: на их основе восточную окраину Прикаспийской впадины (в гидрогеологическом отношении) можно рассматривать как благоприятную для накопления и сохранения углеводородов (УВ) в подсолевых литолого-стратиграфических комплексах.

Водоносный комплекс артинско-верхнегжельских песчано-глинистых пород мощностью до 1065—1160 м на площадях Самбай, Бозоба, Мортук, Кенкияк, Кокжиде, Кумсай, Жанакол, Кожасай, Курсай, Северный Акжар, Северный Киндысай, Боржер и др. Водоносный комплекс Кенкиякской и Жанажольской тектонических ступеней включает десять водоносных горизонтов: три в артинских отложениях, четыре в сакмарских, один в ассельских и два в верхнегжельских. Водоносные горизонты залегают в интервале глубин 2200—5200 м и представлены разнотекстурными песчаниками и алевролитами, иногда с прослоями (12—108 м) гравелитов, имеющими открытую пористость 6,5—19,8 % и проницаемость до 1,43 мкм²; разделяются они между собой прослоями непроницаемых аргиллитов различной мощности.

Подошвенные и законтурные воды, наиболее полно изученные в водоносных горизонтах артинских, сакмарских и ассельских отложений, имеют минерализацию (г/л): 104,5—108,9 на Бозобе; 101,4—204,7 на Остансуке и Кенкияке; 124,5 на Курсае; 84,1—96,2 на Северном Киндысае при плотности воды 1050—1080 г/см³. Ионно-солевой состав вод в основном одинаков и имеет резкое преобладание хлоридов натрия при небольшой концентрации хлоридов кальция, магния и сульфатов кальция. Воды преимущественно слабометаморфизованные $\text{rNa/rCl} = 0,73 \div 0,98$ и сульфатные $\text{rSO}_4 \times 100/\text{rCl} = 0,5 \div 3,9$ при отношении кальция к магнию 1,6—2,3. В водах содержится (мг/л): йода 4,2—42,5; брома 28,6—79,8; аммония 41,2—153,8 и стронция до 480.

Газонасыщенность в подошвенных водах на Кенкияке и Бозобе составляет 1750—2500 см³/л, на Курсае 1450 см³/л, а в законтурных водах Северного Киндыса не превышает 650—1100 см³/л. Водорастворенный газ и в подошвенных, и в законтурных водах характеризуется наличием всех гомологов от метана до пентана включительно с содержанием (%): метана 81,7—94,6; этана 1,4—3,8; пропана 0,8—1,9; бутана 0,4—1,2; пентана 0,11—0,24; азота 1,3—10,1 и углекислого газа 1,0—1,4.

Компоненты ВОВ, по определениям А. С. Зингера и Л. Д. Тальновой, характеризуются высокой концентрацией ароматических УВ как в подошвенных водах нефтеносных пластов на Кенкияке и Курсае, так и в законтурных водах «пустых» поднятий (Северный Киндысай) при содержании (мг/л): бензола 0,059—2,79; толуола 0,084—2,5; спиртов 0,7—7,25; эфиров 2,2—12,7 и органических кислот 51,5—174,0.

Воды нижнепермских водоносных горизонтов на Кенкияке, Курсае и Северном Киндысае самоизливающиеся с дебитом при переливе на устье от 1,9 до 92 м³/сут через 10-мм штуцер, а на Самбае, Остансуке и Бозобе они высоконапорные. При этом понижение статического уровня вод происходит в направлении от прибортовой зоны впадины в сторону ее центральной части. Так, на Северном Киндысае стати-

ческий уровень воды устанавливается на абсолютной отметке 195 м, а в 25 км к северо-востоку (на Курсае) — на абсолютной отметке 175 м. Пластовая температура вод водоносного комплекса колеблется в пределах 44,1—88,9 °С.

Водоносный комплекс среднегжельско-верхневизейских карбонатных пород включает две разновозрастные толщи: верхнюю (КТ-I), среднегжельско-позднеподольскую, развитую лишь на Жанажольской ступени, и нижнюю (КТ-II) каширско-окскую, имеющую распространение на Жанажольской, Кенкиякской и северной части Коздсайской ступенях, где они вскрыты на различную мощность. Между карбонатными толщами на Жанажольской ступени залегают в основном водоупорные глинистые породы мощностью 26—258 м. Водоносные горизонты КТ-I и КТ-II приурочены к определенным стратиграфическим пачкам пород со вторичными поровыми, порово-каверновыми и трещинно-каверновыми коллекторами, имеющими различные фильтрационные свойства.

Водоносные горизонты КТ-I вскрыты скважинами на площадях Урихтау, Южный Мортук, Жагабулак, Алибекмола, Жанажол, Кунгурской, Синельниковской и других, где они приурочены к десяти пачкам доломитов и известняков мощностью 12—32 м, разделенных непроницаемыми водоупорами — аргиллитами и плотными карбонатами. Водоносные пласты характеризуются открытой пористостью 6,5—26,6 %, проницаемостью до 3,26 мкм² и на каротажных диаграммах выявляются по низким кажущимся сопротивлениям (до 15 Ом·м). При этом коллекторские свойства водоносных пластов ниже, чем нефтегазоносных. Это объясняется тем, что в водоносных пластах поры и каверны нередко почти полностью выполнены вторичным кальцитом.

Пластовые воды толщи КТ-I наиболее полно изучены в подошвенной части нефтегазоносных карбонатов в интервале глубин 2752—3201 м, где они имеют минерализацию (г/л): 105,9—178,9 на Синельниковской; 109,6—116,5 на Кунгурской; 98,1—180,9 на Жанажол; 102,1 на Алибекмоле и 92,5 на Урихтау при плотности

1065—1112 г/см³. Увеличение минерализации вод внутри толщи происходит от кровли к подошве. Воды в различной степени метаморфизованные (коэффициент метаморфизации составляет 0,74—0,83 на Урихтау, Жанажол и Кунгурской и 0,85—1,0 — на Синельниковской). Эти воды — сульфатные (коэффициент сульфатности 2,33—2,83) и содержат (мг/л): йода 4,6—30,2; брома 14,0—60,5; аммония 30—300; стронция 50—165 и имеют сильный запах сероводорода (содержание не определялось). В ионно-солевом составе вод преобладают хлориды натрия при незначительном количестве хлоридов магния, кальция и сульфатов натрия.

Газонасыщенность вод составляет 1250—9000 см³/л при предельном насыщении в зоне ВНК и уменьшении газосодержания к подошве толщи. Водорастворенный газ в подошвенных водах метановый, в законтурных — метано-азотный с содержанием (%): метана 39,1—87,8; тяжелых гомологов 0,43—4,15; азота 8,59; кислорода 0,26—1,34 и гелия — до 0,0082.

Воды толщи КТ-I высоконапорные со статическим уровнем на глубине 40—160 м от устья. Дебиты вод в зависимости от глубины понижения уровня изменяются от нескольких до 394,1 м³/сут. Пластовые давления почти не превышают гидростатические. Пластовая температура 50,2—67,2 °С.

Водоносные горизонты толщи КТ-II вскрыты на вышеуказанных площадях Жанажольской ступени, а также на площадях Арansasай, Аккудук, Кенкияк, Блaксай, Кокжиде, Кумыстобе, Кожасай, Куантай, Жанатан, Южный Тускум, Жантай, Восточный Тобускен, Восточный Тортколь и других Кенкиякской ступени. Они приурочены к девяти литолого-стратиграфическим пачкам доломитов и известняков (один в окском надгоризонте, три в серпуховском ярусе, три в башкирском и два в нижнемосковском подъярусе) мощностью 17—70 м, залегающим в интервале глубин 3130—5182 м. Пачки содержат коллекторы порового, порово-кавернового и трещинно-кавернового типа, открытая пористость которых составляет 10,1—21,5 %, а проницаемость — до 0,39 мкм². Коллекторские свойства пород толщи КТ-II

значительно ниже, чем в отложениях толщи КТ-I.

Подошвенные и законтурные воды толщи КТ-II в интервале глубин 2888—4491 м имеют минерализацию (г/л): 110,5—115,2 на Блаксае и Кенкияке; 80,9—110,7 на Жанажольской и Кунгурской площадях; 125,6 на Синельниковской; 188,3 на Восточном Тобускене и 108,3—192,1 на Восточном Тортколе при плотности 1050—1120 г/см³.

Воды, в различной степени метаморфизованные (коэффициент метаморфизации равен 0,77—0,87) и преимущественно сульфатные (до 1,81), при отношении кальция к магнию 0,79/2,74. В солевом составе вод преобладают хлориды натрия, кальция и магния. Концентрация микрокомпонентов составляет (мг/л): йода 5,1—36,1; брома 49—169,5; аммония — до 150; стронция — до 462,5.

Газонасыщенность подошвенных вод составляет 5000—5300 см³/л в зоне ВНК, а к низу уменьшается до 800—1000 см³/л. В законтурных водах газосодержание не превышает 660 см³/л. Водорастворенный газ в подошвенных водах метанового состава, а в законтурных — метано-азотного с содержанием (%): метана 39,1—87,8; этана 0,4—3,1; пропана 0,6—21,7; азота 8—59; углекислого газа 0,26—98,8.

Воды толщи КТ-II высоконапорные и частично самоизливающиеся. Статический уровень устанавливается в 40—140 м от устья, а перелив не превышает 8—10 м³/сут. При понижении уровня на 100—150 м дебит воды составляет 56,4—58,6 м³/сут. Пластовая температура колеблется в пределах 67—98,8 °С.

Водоносный комплекс средневизейско-верхнедевонских терригенных отложений вскрыт в интервале глубин 930—4810 м. Наибольшая мощность пород отмечалась на Жилансаиде, Жанажолле, Кунгурской, Кумыстоле, Кожасае, Жанатане, Восточном Тобускене, Восточном Тортколе, Терескене и других площадях.

На Терескене в наиболее полном разрезе комплекса в интервале 1680—4506 м располагается десять водоносных горизонтов мощностью 20—80 м, представленных слабосцементирован-

ными песчаниками и конгломератами с открытой пористостью 10,9—25,1 % и проницаемостью до 2,85 мкм², которые разделены прослоями (до 75 м) аргиллитов.

Воды комплекса, изученные на площадях Жилансаид, Восточный Тортколь и других, имеют минерализацию 165—182 г/л при плотности 1120 г/см³. Они слабометаморфизованные (0,84—0,90) и в различной степени сульфатные (0,84—1,42) при отношении кальция к магнию 0,58—0,9.

Газонасыщенность вод на Восточном Тортколе в интервале 3606—3943 м не превышает 640 см³/л. Однако, как указывает А. С. Зингер, даже в этой явно не пластовой воде наблюдается высокая концентрация ВОВ с содержанием (мг/л): бензола 0,039—0,071; толуола 0,019—0,055; органических кислот 85,0—91,14, что свидетельствует о высокой перспективности отложений для поисков залежей УВ. Воды отложений комплекса высоконапорные и самоизливающиеся с дебитом при переливе на устье до 1,2 м³/сут. Пластовая температура 80—104 °С.

Таким образом, высокая газонасыщенность подземных вод подсолевых литолого-стратиграфических комплексов терригенных и карбонатных пород, состав водорастворенного газа и повышенная концентрация ВОВ свидетельствуют о благоприятных гидрогеологических условиях в подсолевых отложениях восточной окраины Прикаспийской впадины для поисков новых скоплений УВ.

Анализ ионно-солевого состава подземных вод подсолевых комплексов пород показывает, что они по химическому составу, минерализации, степени метаморфизации и т. д. являются древнеинфильтрационными (1,6) со следами былой связи с областями питания, располагавшимися непосредственно к востоку от впадины в пределах Сакмарско-Уралтауской зоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бочкарева В. А., Сыдыков Ж. С., Джангирьянц Д. А. Подземные воды Прикаспийской впадины и ее восточных обрамлений. Алма-Ата: Наука, 1977.

2. Гидрогеотермические условия Арало-Каспийского нефтегазоносного региона/Ж. С. Сыдыков, С. Е. Чакабаев, М. А. Мухамеджанов и др. Алма-Ата: Наука, 1977.
3. Дальян И. Б. Коллекторские особенности пород подсолевых нефтегазоносных комплексов восточного Прикаспия. М.: Наука, 1985.
4. Зингер А. С., Котровский В. В. Гидрогеотермические условия водонапорных систем

западной части Прикаспийской впадины. Саратов: Изд-во СГУ, 1979.

5. Зорькин Л. М., Стадник Е. В. Гидрогеохимические показатели нефтегазоносности Прикаспийской впадины. М.: Недра, 1975.
6. Мухамеджанов М. А., Сыдыков Ж. С., Дальян И. Б. Подземные воды подсолевых нефтегазоносных отложений восточной части Прикаспийской впадины. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1982, № 2, с. 44—48.



ДИСКУССИИ. ОБСУЖДЕНИЯ

УДК [553.04.003.1+550.8.003.1] : 001.4

М. М. СУДО (ВИЭМС)

О несоответствии термина „экономика минерального сырья и геологоразведочных работ“ понятию „экономика геологоразведочной отрасли“

Активно развивающаяся в последние годы сравнительно молодая наука — экономика геологоразведочной отрасли, или отрасли «геология и разведка недр», является важной составной частью экономики народного хозяйства СССР. По признанию ведущих экономистов, теоретические исследования проблем отраслевой экономики заметно отстают от требований практики [1, 6, 8, 12]. В частности, для любой развивающейся науки первостепенное практическое значение имеет разработка понятийно-терминологического аппарата. Без постоянного совершенствования его невозможно успешное развитие и самой экономики геологоразведочной отрасли.

Американский геолог-экономист Ч. Лис в книге «Экономика и геология» писал, что затруднения в достижении полного согласия между геологами усиливаются вследствие того, что «прошлое науки завещало нам названия, определения и классификации, которые не подходят в точности к нынешним понятиям, основанным на более полных сведениях» [10, с. 24].

В отраслевой экономике создаются свои специфические понятия и термины, но словарь их до сих пор не стал достоянием специалистов. Как показал анализ понятийной базы экономики геологоразведочного производства, в

этой области существуют большие пробелы. Понятийно-терминологический аппарат отраслевой экономики нуждается в существенной ревизии и унификации основных его элементов. По мнению экономистов [1, 5 и др.], развитие отраслевой экономики как науки связано не только с толкованием новых явлений, но и с уточнением устаревших понятий и терминов.

Одним из важных вопросов теории отраслевой экономики геологии и разведки недр является приведение к единому знаменателю названия и содержания этой науки. Отраслевая экономика чаще всего именуется «экономикой минерального сырья и геологоразведочных работ». Однако, как будет показано ниже, этот собирательный термин эклектичен и состоит из двух различных по смысловому содержанию и объему понятий. Вместе с тем в экономической литературе термины «экономика минерального сырья» и «экономика геологоразведочных работ» используются и независимо друг от друга, а иногда в прямом или косвенном противопоставлении. Так, Б. С. Левоник в книге «Вопросы экономической геологии» [9] выделяет раздел «Экономика минерального сырья». В нем автор обосновывает правомерность выделения геологоразведочных работ в качестве отдельной отрасли промыш-

ленности и, видимо, в полном объеме сопоставляет «экономику минерального сырья» с «экономикой геологоразведочных работ» (не употребляя этого названия).

В 1973 г. Л. П. Кобахидзе в книге «Экономика геологоразведочных работ» [7] рассмотрела все основные проблемы экономики геологоразведочной отрасли.

Однако когда в начале 60-х годов экономика геологоразведочной отрасли стала выделяться в самостоятельную отрасль экономики народного хозяйства СССР, за ней закрепилось название «экономика минерального сырья и геологоразведочных работ» [12].

Б. С. Левоник придавал термину «экономика минерального сырья» узкоотраслевое значение экономики геологоразведочных работ. По-иному трактует понятие «экономика минерального сырья» С. Я. Каганович [4, 5]. Учитывая положение минерального сырья в процессе расширенного социалистического воспроизводства, он считает неверным отрывать экономические проблемы разведки и оценки минерального сырья от экономики его добычи, переработки и использования товарной продукции. Вследствие этого, по С. Я. Кагановичу, «экономика минерального сырья» — это межотраслевая наука, которая «не вписывается в ряд отраслевых экономик». Она изучает экономические аспекты полезных ископаемых на стадии выявления, разведки, промышленного освоения и использования. Поэтому, как минимум, две отраслевые экономики — «экономика горной промышленности и экономика геологоразведочных работ» наиболее тесно связаны с экономикой минерального сырья» [5, с. 17]. С этим определением понятия «экономика минерального сырья» трудно не согласиться.

Однако затем С. Я. Каганович допускает очевидное противоречие. Он указывает, что такое научное направление, как анализ экономической эффективности геологоразведочных работ, в равной степени относится и к сфере экономики минерального сырья, и к сфере экономики геологоразведочных работ. На этом основании

С. Я. Каганович одновременно рассматривает «экономику минерального сырья и геологоразведочных работ как единую науку» [5, с. 18]. И уже с этих позиций упрекает Л. П. Кобахидзе в том, что при характеристике взаимосвязей экономики геологоразведочных работ с другими науками она вообще не называет экономику минерального сырья. «Остается предположить, — пишет он, — что научные направления экономики минерального сырья включаются Л. П. Кобахидзе в сферу экономики геологоразведочных работ» [4, с. 27]. Но Л. П. Кобахидзе [7] именно так понимает «экономику геологоразведочных работ» — в полном объеме как экономику геологоразведочной отрасли и считает, что «экономика геологоразведочных работ изучает все основные вопросы экономики и планирования в разрезе геологической службы страны... Она изучает отраслевые и межотраслевые связи» [7, с. 7].

Придя к выводу, что «экономика минерального сырья и геологоразведочных работ» является «единой наукой», С. Я. Каганович тут же оговаривается вновь, что «экономика минерального сырья» — это межотраслевая наука. Имея в виду предыдущее утверждение, это «экономика минерального сырья и геологоразведочных работ — единая наука», С. Я. Каганович разъясняет: «Однако, несмотря на их тесные взаимосвязи, надо учитывать, что они относятся к различным группам: экономика геологоразведочных работ — к группе отраслевых экономик, экономика минерального сырья — к группе межотраслевых наук» [5, с. 18].

Специфика предмета «экономики минерального сырья», по определению С. Я. Кагановича, в существенной степени обуславливается тем, что разведка, добыча, переработка и использование минерального сырья рассредоточены по разным отраслям народного хозяйства. А предметом изучения «экономики геологоразведочных работ» является геологоразведочное производство, экономика геологоразведочных организаций и отрасли в целом [5, с. 18]. Таким образом, здесь в трактовке собственно термина и понятия «экономика геологоразведочных работ» С. Я. Каганович фактически разделяет позицию Л. П. Кобахидзе.

Казалось бы, что признание существования столь резкой грани между предметом исследований «экономики минерального сырья» (межотраслевой дисциплины) и «экономики геологоразведочных работ» (отраслевой науки) должно дать однозначный ответ на вопрос о термине, обозначающем название экономики геологоразведочной отрасли. Геология и разведка недр — важная отрасль народного хозяйства. Ее задача — выявление и разведка месторождений полезных ископаемых, имеющих промышленное значение. Конечной продукцией деятельности отрасли являются разведанные запасы различных видов минерального сырья в недрах конкретных месторождений, которые служат материальной базой горнодобывающей промышленности и составляют основу развития производительных сил страны.

Экономика отрасли геология и разведка недр — это экономика геологоразведочного производства. Согласно Э. А. Азроянцу [1], геологоразведочное производство — «это процесс, представляющий собой совокупность технологически обусловленных видов геологоразведочных работ, которая формируется в зависимости от решаемых геологических задач» [1, с. 22]. Общей целью геологоразведочных работ «является научно обоснованное, планомерное и экономически эффективное обеспечение народного хозяйства СССР разведанными запасами полезных ископаемых, изучение способов их полной, комплексной и экономически рациональной выемки в процессе эксплуатаций месторождений с учетом охраны окружающей среды» [3, с. 547].

Название отраслевой экономической науки должно точно и однозначно отражать предмет и область ее исследований. Поскольку основным средством практической реализации главных задач и целей отрасли является проведение различных видов геологоразведочных работ, то отраслевая экономика вправе называться «экономикой геологоразведочных работ». Именно такое название для экономики геологоразведочной отрасли использовано в работах Л. П. Кобахидзе [7, 8] и в изданном в 1985 г. под редакцией акад. М. И. Агошкова учебнике для вузов

[11]. В качестве синонима может использоваться термин «экономика геологоразведочного производства» [1].

Термин «экономика минерального сырья» следует использовать в более широком — межотраслевом — смысле, как это предлагает С. Я. Каганович [4, 5], для обозначения совокупности взаимосвязанных экономик (как минимум, — экономики геологоразведочных работ и экономики добывающих отраслей).

Однако, несмотря на это, совокупный эклектический термин «экономика минерального сырья и геологоразведочных работ», объединяющий два разнородных понятия, широко используется в геолого-экономической литературе в качестве названия экономики геологоразведочной отрасли. Между тем, научную некорректность использования совокупного термина «экономика минерального сырья и геологоразведочных работ» можно обосновать и числом, если в утверждении: «экономика минерального сырья и геологоразведочных работ есть экономика геологоразведочной отрасли» каждое понятие выразить количеством единиц, соответствующих количеству отраслевых экономик. Тогда понятие «экономика минерального сырья», объединяющее, как указывалось выше, минимум две отраслевые экономики (экономику горной промышленности — 1 и экономику геологоразведочной отрасли — 1), обозначится числом 2; понятие «экономика геологоразведочных работ» — 1 и «экономика геологоразведочной отрасли» — 1. Математически это утверждение выглядит так: $2+1=1$, что является абсурдом.

В упомянутой выше книге «Экономика и геология» Ч. Лис писал: «С прогрессом научного исследования было создано немало новых наименований для более точного приспособления к данному состоянию знаний; однако эти новые названия лишь в счастливых случаях выдерживают сопротивление со стороны традиционного словооборота и с успехом противостоят авторитету старых имен. Геологу нередко приходится впадать в отчаяние при попытке ясно и точно выразить свои мысли» [10, с. 24]. Это в полной мере относится и к термину «экономика геологоразведочных работ». Он появился

двадцать лет назад в сочетании с термином «экономика минерального сырья» [12], а затем в 1973 г. был употреблен самостоятельно [7] для обозначения экономики геологоразведочной отрасли. Но попытки Л. П. Кобахидзе узаконить этот термин не получили поддержки. Совокупный термин «экономика минерального сырья и геологоразведочных работ» по-прежнему используется в качестве синонима термина «экономика геологоразведочной отрасли» [1, 4, 5, 6, 11, 13].

Выше рассмотрен лишь один важный пример, свидетельствующий о необходимости обратить серьезное внимание на совершенствование и унификацию понятийно-терминологического аппарата (языка) отраслевой экономической науки. В эпоху научно-технического прогресса экономика активно проникает во все сферы геологоразведочного производства. Роль экономических исследований в геологии неизмеримо возрастает. В них втягивается все большее количество специалистов отрасли различных профессий.

«Четкий, единообразный термин — лучший проводник науки в массы», — писал проф. А. Н. Криштофович. Сегодня практическая реализация этого принципа важна не только в интересах самой отраслевой экономической науки, но, в частности, и в связи с тем, что в настоящее время продолжается издание пятитомной «Горной энциклопедии», содержащей геолого-экономические термины, а научная общественность высказывается за скорейшее издание «Геологической энциклопедии». Ученые должны дать соответствующее современному состоянию отраслевой экономической науки определение тех терминов и понятий, которыми широко пользуются специалисты отрасли, а также работники смежных отраслей народного хозяйства, изучающие геолого-экономическую лите-

ратуру, в своей повседневной научной и практической работе. Научно обоснованное толкование основных терминов и понятий, выявление и устранение имеющихся разногласий в их трактовке и т. д. — актуальная и неотложная задача отраслевой экономической науки. От ее решения также зависит дальнейший прогресс в развитии экономики геологоразведочных работ — экономики геологии и разведки недр.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Азроянц Э. А.* Экономика и хозяйственный механизм геологоразведочного производства. М.: Недра, 1984.
2. *Властовский А. М.* Совершенствование экономики геологоразведочных работ. М.: Недра, 1981.
3. *Горная энциклопедия. Т. 1.* М.: Советская энциклопедия, 1984.
4. *Каганович С. Я.* Экономика минерального сырья. М.: Недра, 1975.
5. *Каганович С. Я.* Экономика минерального сырья. Изд. 2-е перераб. и доп. М.: Недра, 1985.
6. *Каганович С. Я.* Задачи научного развития экономики минерального сырья и геологоразведочных работ. — В кн.: Экономические проблемы интенсивного развития минерально-сырьевой базы СССР. М.: ВИМС, 1985.
7. *Кобахидзе Л. П.* Экономика геологоразведочных работ. М.: Недра, 1973.
8. *Кобахидзе Л. П.* Экономика геологоразведочных работ. М.: Недра, 1978.
9. *Левоник Б. С.* Вопросы экономической геологии. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
10. *Лис Ч.* Экономика и геология. М.—Л.: Госиздат, 1926. Пер. с англ. под ред. акад. Ф. Ю. Левинсона-Лессинга.
11. *Экономика геологоразведочных работ/Под ред. М. И. Агошкова.* 3-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1985.
12. *Экономика минерального сырья и геологоразведочных работ/Под ред. М. И. Агошкова.* М.: Недра, 1968.
13. *Экономика минерального сырья и геологоразведочных работ/Под ред. М. И. Агошкова.* 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1976.



ХРОНИКА. ИНФОРМАЦИЯ

УДК 553.3/4.041.001

В. И. ВОРОБЬЕВ (Мингео СССР), И. Ф. МИГАЧЕВ (ЦНИГРИ)

Научные основы локального прогноза рудных месторождений: состояние и задачи развития

Основными направлениями экономического и социального развития СССР на 1986—1990 годы и на период до 2000 года предусмотрено ускорение внедрения прогрессивных методов поисков и разведки полезных ископаемых и повышение уровня научного обоснования прогнозов и геолого-экономической оценки месторождений полезных ископаемых. Для анализа состояния научных основ и методик прогноза Центральным правлением Научно-технического горного общества и Министерством геологии СССР 23—27 мая 1987 г. на базе основной экспозиции павильона «Геология» ВДНХ СССР была проведена Всесоюзная научно-техническая конференция «Повышение эффективности научного обоснования локального прогноза месторождений рудных полезных ископаемых». В конференции приняло участие свыше 220 специалистов научно-исследовательских и производственных организаций Мингео СССР, институтов Академии наук СССР и академий наук союзных республик, геологических вузов страны, организаций Минцветмета СССР.

На конференции заслушано 47 докладов и сообщений (из 270 представленных) по четырём направлениям.

1. Методологические и геолого-генетические основы локального прогноза.
2. Классификация месторождений для целей локального прогноза.
3. Многофакторные модели месторождений цветных и благородных металлов.
4. Методика локального прогноза и оценки прогнозных ресурсов.

Состояние работ по методологическим основам локального прогноза было детально рассмотрено в докладах А. И. Кривцова (Мингео СССР) и Г. В. Ручкина (ВИЭМС). Региональным основам локального прогноза был посвящен доклад Г. А. Твалчредидзе (ИГ АН ГССР). Геолого-генетические и методические основы локального прогноза различных видов рудных полезных ископаемых на примерах конкретных геолого-промышленных типов месторождений изложены в докладах И. Ф. Мигачева (ЦНИГРИ), В. Т. Покалова (ВИМС), И. Н. Томсона (ИГЕМ АН СССР), В. И. Бгатов (СНИИГГиМС), Н. С. Скрипченко (Новочеркасский политехнический институт), В. А. Злобина (ИГиГ СО АН СССР), Б. В. Макеева (ВИМС), М. Г. Кокшарского (ПГО «Якутскгеология»), И. С. Модникова (Мингео СССР) и других авторов.

Проблемам классификации месторождений для целей локального прогноза было уделено внимание в докладе А. В. Лейпцига (ВИМС), М. Л. Сахновского (ВСЕГЕИ), А. И. Карапетяна (ИГН АН Армянской ССР).

Общие принципы разработки многофакторных моделей месторождений рудных полезных ископаемых были рассмотрены коллективом авторов ЦНИГРИ, а также широко иллюстрированы конкретными примерами их использования при локальном прогнозе А. С. Барышевым (ВостСибНИИГГиМС), Н. Е. Зобовым (ПГО «Красноярскгеология»), В. Г. Крюковым (ДВИМС), А. И. Бураго (ПГО «Приморгеология»), Г. Ф. Ильиной («Забайкалцветметразведка» МЦМ СССР), В. Д. Конкиным (ЦНИГРИ) и другими докладчиками.

Вопросы методики локального прогноза и оценки прогнозных ресурсов изложены А. Б. Дзайнуковым (УГ ТаджССР), В. Г. Пономаревым (ИГиГ СО АН СССР), А. Д. Швецовым (САИГИМС), А. З. Бойко (Мингео УССР), В. С. Кудринным (ВИМС) и другими специалистами.

В обсуждении проблем научного обоснования локального прогноза рудных месторождений приняло участие 23 специалиста.

Конференция констатировала, что прогнозные исследования, выполняемые в СССР, базируются на формационных основах, специальной металлогении, геолого-генетических, геолого-физических геологогеофизических и комплексных прогнозно-поисковых моделях рудных полей и месторождений.

Формационный анализ в целом обеспечивает решение задач регионального прогноза с выделением металлогенических зон и рудных районов, что имеет важное значение для выбора направлений геологоразведочных работ в слабоизученных регионах, а также для выявления перспектив обнаружения месторождений новых и малораспространенных типов.

Переход к составлению Гостеолкарты-50 с общими поисками, широкое развитие поисковых работ в экономически освоенных районах потребовали разработки методик крупномасштабного и локального прогноза с выделением потенциальных рудных полей, месторождений и рудных тел с оценкой прогнозных ресурсов соответствующих категорий. Задачи крупномасштабного и локального прогноза решаются на основе моделей объектов прогноза и поисков. Для основных геолого-промышленных типов месторождений черных, легирующих цветных и благородных металлов ЦНИГРИ, ВИМСом, ВИРГом и другими организациями Мингео СССР разработаны геологические и геолого-геофизические модели объектов прогноза и поисков, реализуемые в виде прогнозно-поисковых комплексов, внедряемых в практику геологоразведочных работ. Исследования по формированию комплексных прогнозно-поисковых моделей выполняются рядом организаций Мингео СССР, АН СССР, Минвуза

СССР, участвующих в реализации Общесоюзной научно-технической программы 0.50.01.

Головными НИИ Мингео СССР начата разработка многофакторных моделей месторождений, апробируется «Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых», в котором отражен накопленный опыт крупномасштабного и локального прогноза.

В результате исследований ряда геологических организаций созданы, в целом, и внедряются методологические и методические основы крупномасштабного и локального прогноза. Работы по крупномасштабному и локальному прогнозу становятся необходимым элементом геологоразведочного процесса.

Наряду с этим, при крупномасштабном и локальном прогнозе и составлении прогнозных карт крупных масштабов применяются методики, базирующиеся на использовании ограниченного числа, либо групп однотипных факторов и признаков без необходимого комплексирования.

Научные основы крупномасштабного и локального прогноза не обеспечивают необходимый уровень достоверности; различия в используемых методологических и методических приемах составления прогнозных карт затрудняют воспроизводимость и сопоставимость результатов прогнозных построений; составление Гостеолкарты-50 не обеспечено современной методикой общих поисков, учитывающей требования прогноза различных геолого-промышленных типов месторождений; имеющиеся модели объектов прогноза и поисков недостаточно насыщены геофизическими и минералогическими характеристиками; медленно разрабатываются методики прогноза и моделей месторождений редких и рассеянных элементов; низок уровень компьютеризации исследований по разработке моделей объектов прогноза и поисков, их оптимизации, по крупномасштабному и локальному прогнозу.

Работы по методам и методике крупномасштабного и локального прогноза, выполняемые различными организациями, координируются недостаточно; обмен опытом локального прогноза не реализован в форме периодически проводимых семинаров и совещаний; вопросы методики крупномасштабного и локального прогноза практически отсутствуют в программах ВУЗов геологического профиля и ИПК Мингео СССР.

В качестве главных направлений дальнейших исследований с целью повышения научно обоснования прогноза рудных месторождений конференция рекомендовала:

установление пространственных, временных и генетических связей геологических, рудных и метасоматических формаций с целью выделения и классификации металлогенических формаций;

разработку классификации рудных месторождений для целей локального прогноза, учитывающей разрешающие возможности методов и методик геологоразведочных работ;

разработку комплексных (геохимических, геофизических, геологических) прогнозно-поисковых моделей рудных месторождений применительно к определенным геолого-промышленным типам с установлением характеристик и

признаков различных частей околорудного пространства;

создание банка комплексных прогнозно-поисковых моделей месторождений;

разработку на основе комплексных поисковых моделей типовых легенд прогнозных карт и требований к ним, предусматривающих решение задачи определения различных частей околорудного пространства и разбровку площадей по этим характеристикам;

разработку многофакторных моделей рудных тел и месторождений основных геолого-промышленных типов для повышения эффективности оценочных и разведочных работ;

ускоренную разработку количественных методов и методики построения прогнозных карт и оценки прогнозных ресурсов, а также методов и методики оценки достоверности прогноза;

составление для основных типов месторождений атласов — определителей пород и руд, петрохимических данных с разработкой системы описаний в целях первичной геологической документации и ее формализации для обработки на ЭВМ;

ускоренную разработку автоматизированных систем прогноза на основе созданных прогнозно-поисковых комплексов;

создание основ прогноза и поисков крупнообъемных месторождений в осадочных толщах и в рудно-магматических системах с рудными телами различного состава;

широкое внедрение технологически обоснованных методик прогноза.

Для повышения эффективности крупномасштабного и локального прогноза и ускорения внедрения имеющихся методик конференция рекомендовала:

Мингео СССР поручить соответствующим управлениям и организациям:

рассмотреть возможность введения прогнозных работ в этапность и стадийность геологоразведочного процесса в качестве обязательных элементов;

доработать и издать методические руководства по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых;

создать полигоны для апробации методов и методик локального прогноза, его совершенствования и ускоренного внедрения с участием НИИ и ПГО;

создать при Мингео СССР научный совет по локальному прогнозу, в задачи которого должны входить координация работ, апробация, регистрация и паспортизация методов и методик прогноза с оценкой их надежности и областей применения;

обобщить опыт применения АС прогноза месторождений с установлением наиболее эффективных базовых систем для широкого их внедрения;

ввести в ИПК Мингео СССР курс «Методы и методика локального прогноза рудных и нерудных месторождений».

АН СССР: расширить исследования по созданию научных основ прогноза рудных месторождений.

Минвуз СССР: ввести в соответствующих учебных заведениях курс «Принципы и методы прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых» с привлечением

ем для преподавания ведущих специалистов Мингео СССР и АН СССР.

Мингео СССР, АН СССР совместно с заинтересованными министерствами и ведомствами:

организовать регулярное проведение всесоюзных совещаний по локальному прогнозу с привлечением широкого круга специалистов Мингео СССР, АН СССР, Минвуза СССР, добывающих министерств;

ежегодно проводить специализированные семинары и школы передового опыта по крупномасштабному и локальному прогнозу;

УДК 553.062/067 : 044(047.6)

Л. Н. ОВЧИННИКОВ (ИМГРЭ), Н. М. ЧЕРНЫШЕВ (Воронежский гос. ун-т)

Формационный анализ как основа крупномасштабного прогноза и поисков месторождений цветных, редких и благородных металлов

9—11 октября 1986 г. в Баку состоялось организованное Мингео СССР всесоюзное совещание по теме: «Формационный анализ как основа крупномасштабного прогноза и поисков месторождений цветных, редких и благородных металлов». В работе совещания приняли участие 130 специалистов Мингео СССР, АН СССР, Минвуза СССР и других ведомств.

На совещании были рассмотрены: принципы классификации рудных формаций и их соотношения с геологическими формациями; методика формационного анализа при крупномасштабном прогнозе и поисках рудных месторождений, использование математических методов при формационном анализе.

Было заслушано 27 докладов, наибольшее количество которых посвящены первой и второй проблемам. Благодаря тому что тезисы докладов и многих выступлений были заранее опубликованы*, в деловом обсуждении смогли принять участие все желающие.

В докладах, посвященных принципам классификации рудных формаций и их соотношений с геологическими формациями (М. Б. Бородаевская, Д. И. Горжевский, А. И. Кривцов, В. А. Нарсеев, В. И. Старостин, Г. Ф. Яковлев, Г. А. Твалчредидзе и ряд других исследователей), была показана зависимость типов месторождений полезных ископаемых, закономерностей их размещения от режима становления, состава и строения соответствующих геологических формаций. Принципиальный вывод о связи осадочных, магматических, метаморфических, метасоматических и эквивалентных им рудных формаций в пространстве и времени, составляющий существо металлогенического аспекта формационного анализа, обусловливает широкое применение при прогнозе различных типов месторождений единого методологического подхода.

* Формационный анализ как основа крупномасштабного прогноза и поисков месторождений цветных, редких и благородных металлов. Тезисы докладов Всесоюзного совещания. М.: ЦНИГРИ, 1986.

расширить публикацию материалов по методам и методике локального прогноза (монографии, тематические сборники и т. п.);

в 1989 г. организовать совещание по методам и методике прогноза рудных месторождений в осадочных толщах и крупнообъемных объектах штокверкового типа.

Научно-исследовательские и тематические работы научных и производственных организаций отрасли в рамках заданий Отраслевой научно-технической программы Мингео СССР на 1986—1990 годы должны быть направлены на реализацию рекомендаций конференции.

В этих и других докладах в качестве главного направления формационного анализа при прогнозе рудных формаций определено структурно-вещественное, основанное на выделении генетически и парагенетически устойчивых ассоциаций формаций горных пород и руд, а также на установлении пространственно-временных закономерностей их размещения в пределах структурно-формационных зон различного тектонического типа. Подобный подход позволил определить основные критерии рудоносности геологических формаций (А. И. Кривцов, В. А. Нарсеев, Д. И. Горжевский, М. Б. Бородаевская, Е. П. Ширай и др.): а) устойчивые, постоянно повторяющиеся в пределах разновозрастных структурно-формационных зон пространственные и временные ассоциации однотипных осадочных и осадочно-вулканогенных формаций и соответствующего им оруденения; б) для магматических формаций — корреляция петрогеохимических особенностей рудомещающих пород и минерального состава руд. Этой группой исследователей разработана на формационном принципе классификация основных формационных типов месторождений меди, свинца и цинка, золота.

Для меди: медноколчеданный геосинклинальный (рифтовый) базальтовой дацитсодержащей формации (кипрский); медно-цинково-колчеданный геосинклинальный (островодужный) базальт-риолитовой формации (уральский); медистых песчанников сублатформенной (лагунной) красноцветной терригенной формации (джезказганский); медно-порфировое семейство с эвгеосинклинальным, эпизевгеосинклинальным, эпимиеосинклинальным и эпикратонными типами.

Для свинца и цинка: свинцово-медно-цинково-колчеданный геосинклинальный (островодужный) базальт-андезит-дацит-риолитовой формации (малокавказский, или куроко); медно-свинцово-цинково-колчеданный геосинклинальный (островодужный и окраинно-морской) базальт-риолитовой формации (рудноалтайский); в) медьсодержащий свинцово-цинково-колчеданный геосинклинальный (окраинно-мор-

ской) базальт-риолитсодержащей терригенно-флишовой формации (филизийской); железомарганцево-свинцово-цинково-колчеданный субплатформенной (шельфовой) трахибазальт-трахит-кремнисто-карбонатной формации (ата-суйский); свинцово-цинковый стратиформный субплатформенной и платформенной (лагунной) углисто-кремнисто-карбонатной формации (миргалимсайский); свинцово-цинковый «скарновый» (регенерированный) субплатформенной (лагунной) углисто-кремнисто-карбонатной и орогенной (континентальной) трахириолит-трахиандезитовой формации (приаргунский); свинцово-цинковый жильный разнообразных формаций доорогенного субстрата в сочетании с орогенной (континентальной) трахириолит-трахиандезитовой формацией (садонский).

Для золота: золотой эв- и мезогеосинклинальной ороген-диорит-гранодиорит-гранитной формации («пестрых» батолитов); золото(вольфрам)-мышьяковый мезо- и мезогеосинклинальных и орогенных флишовой-молласоидных углеродисто-терригенных (терригенно-карбонатных) формаций; золото-серебряный дацит-андезитовой, базальт-риолитовой и риолит-дацитовой формации окраинно-континентальных и островодужных вулканических поясов и рифтовых систем.

Крупные месторождения цветных и благородных металлов образуются в связи с определенными геологическими формациями, в специфических обстановках становления рудовмещающих фаций осадочных, вулканических и плутонических пород.

По существу, на тех же принципах рудно-формационного анализа были предложены для обсуждения классификации формационных типов месторождений вольфрама, олова, молибдена (Ф. Р. Апельцин, В. С. Кудрин, А. Б. Павловский, В. Т. Покалов, В. Н. Воеводин), сульфидных медно-никелевых руд (Н. М. Чернышев), редких и благородных металлов (В. К. Денисенко, М. М. Константинов, Н. К. Курбанов с соавторами и др.).

Определяющая роль в работе совещания была отведена рассмотрению аспектов формационного анализа, рекомендуемых при крупномасштабном и локальном прогнозе рудных месторождений. Наряду с традиционным формационным анализом в упомянутых выше и ряде других докладов (И. Ф. Мигачев, А. Г. Волчков с соавторами, В. В. Иванов с соавторами и др.) ведущая роль при крупномасштабном и локальном прогнозе была отведена изучению внутреннего строения геологических формаций с помощью детальных литолого-формационных и петролого-геохимических методов исследования. На их основе были проиллюстрированы палеотектонические, палеофациальные, палеогеографические и другие карты и схемы, а также разработаны геолого-генетические и поисковые модели рудных полей и месторождений различного генезиса и возраста. Эти исследования позволяют достаточно надежно установить связь оруденения с внутренней структурой и особенностями рудоносных формаций и дать количественную оценку выявленных перспективных площадей.

Неординарным был доклад В. И. Буадзе с соавторами, посвященный смелому, но убедительному прогнозу возможностей нахождения полиметаллических и баритовых месторожде-

ний на южном склоне Большого Кавказа, в черносланцевой области окраинного моря и в рифтовых структурах с карбонатно-эвапоритовым профилем развития.

В сообщении Э. Г. Дистанова, А. А. Оболенского, В. И. Сотникова обращено внимание на глубокое генетическое раскрытие понятия о рудной формации как одной из основных задач научного анализа условий рудообразования и закономерностей размещения месторождений. Без построения геолого-генетических моделей рудных формаций невозможно детальное объемное понимание рудно-магматической и других эндогенных рудообразующих систем месторождения, рудного поля, рудного района, что является научной основой крупномасштабного прогнозирования.

В ряде докладов и выступлений было особо подчеркнуто, что значение геологических формаций (рудогенерирующих, рудоносных, рудообразующих, рудовмещающих) как факторов прогноза оруденения зависит от степени их пространственно-временных связей с рудами. Выявление и анализ внутреннего строения рудогенерирующих геологических формаций является ведущим фактором крупномасштабного и локального прогноза. Анализ рудообразующих геологических формаций значительно более сложен и требует специальных исследований, касающихся прежде всего факторов, способствующих мобилизации и перераспределения рудного вещества. Для рудовмещающих геологических формаций ведущими для прогноза обычно являются структурные условия, определяющие закономерности размещения концентрированного оруденения, отличающегося по времени формирования от вмещающих пород.

Особый интерес участников совещания вызвали сообщения по прогнозно-поисковым комплексам (А. И. Кривцов, А. Г. Волчков с соавторами, В. Д. Конкин). Результаты разработки формационных основ прогноза месторождений цветных и благородных металлов и обобщение опыта их поисков и оценки позволили ЦНИГРИ и ВИМСу в 1983—1985 гг. выделить ряд прогнозно-поисковых комплексов для ведущих геолого-промышленных типов этих месторождений. Эти комплексы лежат в основе технологических схем геологоразведочного процесса, реализуемых при проектировании и проведении поисковых и оценочных работ. Прогнозные исследования предшествуют каждой из стадий геологоразведочного процесса и занимают предпроектную позицию, обеспечивая таким образом выбор наиболее перспективных площадей для проведения работ соответствующих стадий. В докладе А. И. Кривцова особо подчеркнуто, что каждая стадия — это блок-система «методы—признаки—объекты». При формировании этих блоков решаются следующие задачи: 1) создание модели объекта прогноза и поисков, описываемой комплексом элементов; 2) выбор таких элементов, которые могут быть использованы в качестве прогнозных и поисковых признаков, эквивалентных соответствующей стадии работ; 3) оценка опознаваемости объекта отдельными признаками и их сочетаниями в разных условиях прогноза и поисков; 4) оценка возможности выявления признаков различными методами и

их сочетаниями; 5) определение признаков и методов, обеспечивающих решение задач на данной стадии — выявление объекта соответствующего ранга. Полная реализация геологоразведочного процесса на той или иной территории отвечает задаче выявления в пределах металлогенической зоны промышленного значимого месторождения, т. е. последовательному переводу металлогенического потенциала в ресурсы категории P_3 ($P_3 \rightarrow P_2$; $P_2 \rightarrow P_1$; $P_1 \rightarrow C_2$ и $C_2 \rightarrow C_1$). Это положение нашло достаточно полное отражение в докладе В. М. Терентьева с соавторами.

Наряду с явными достижениями рудно-формационного анализа совещание единодушно отметило несовершенство существующей понятийной базы, произвол и хаос в номенклатуре, в свободном толковании и употреблении терминов. Все это настоятельно требует скорейшего уточнения понятия «рудная формация», других главных понятий формационного анализа.

С целью дальнейшего повышения эффективности крупномасштабного и локального прогноза и поисков месторождений цветных, редких и благородных металлов совещание разработало следующий ряд рекомендаций.

1. Дальнейшее изучение литолого-фациальных и петролого-геохимических особенностей состава и строения геологических формаций.

2. Углубленное изучение связей процессов рудогенеза с седиментогенезом, диагенезом, катагенезом, метаморфизмом и магматизмом.

3. Создание геолого-генетических моделей для типовых рудоносных геологических обстановок.

4. Разработку критериев разделения рудогенерирующих, рудообразующих и рудовмещающих геологических формаций, установление признаков и характера связи между геологическими, метасоматическими и рудными формациями, и классификацию типов этих связей с выделением разновидностей металлогенических формаций.

Встреча с читателями

В соответствии с планом проведения читательских конференций, 30 мая 1987 г. в Киеве в Министерстве геологии УССР (ПГО «Укргеофизика») проведена читательская конференция журнала «Советская геология».

В работе конференции приняли участие представители производственных геологических объединений «Севукргеология», «Укргеофизика», научно-исследовательских организаций (УкрНИГРИ, Днепропетровское отделение ИМР) и Центральной тематической экспедиции.

Конференцию открыл заместитель министра геологии УССР Б. О. Бялюк, подчеркнувший актуальность проведения читательской конференции журнала — органа Министерства геологии СССР, публикации которого способствуют в определенной мере ускорению научно-технического прогресса в отрасли. Б. О. Бялюк обратился к присутствующим с просьбой высказаться по поводу работы редколлегии и

5. Уточнение названий и номенклатуры перечисленных типов формаций и создание классификации рудных формаций.

6. Выявление латеральных и вертикальных рядов геологических, метасоматических и рудных формаций и типов рудогенетических моделей.

7. Изучение эволюции формаций и формационных рядов в геологической истории земной коры.

8. При составлении металлогенических и прогнозных карт, схем глубинного строения рудных районов, а также карт закономерностей размещения и прогноза рудных месторождений, выполняемых при геологической съемке, совещание рекомендует широко использовать данные формационного анализа, с учетом геофизических и геохимических исследований и дистанционных методов.

9. Продолжение разработки и внедрения прогнозно-поисковых комплексов для ведущих геолого-промышленных типов месторождений цветных, редких и благородных металлов на формационной основе, геофизических и геохимических данных.

Признано целесообразным систематическое проведение в производственно-геологических объединениях Мингео СССР школ передового опыта в области практического применения формационного анализа как метода прогноза и поисков полезных ископаемых, а также создание при ИТС Мингео СССР межведомственного органа для координации исследований по проблеме «Формационный анализ как основа прогноза месторождений полезных ископаемых», в рамках которой в первую очередь следует разработать унифицированные понятия и термины формационного анализа, единые основы систематики рудоносных и рудных формаций, субформаций и формаций применительно к крупномасштабным и разнотипным объектам твердых полезных ископаемых.

редакции журнала, дать свои критические замечания, которые могли бы помочь журналу более активно способствовать решению тех больших задач, которые поставлены XXVII съездом КПСС перед геологоразведочной отраслью.

Выступившие на конференции специалисты (т.т. Лепигов П. Д., Каневский А. Я., Филоненко В. П., Лиховидова Л. П., Галецкий Л. С. и другие) в целом положительно оценили деятельность журнала, однако при этом были сделаны многочисленные замечания, рекомендации и пожелания, основные из которых можно в обобщенном виде свести к следующему.

Мало публикуется дискуссионных статей, дискуссионный и проблемный материал следует помещать в журнале в особой рубрике, что повысит интерес читателей к этому материалу. Целесообразно, по-видимому, заранее согласовывать тематику дискуссионных статей с гео-

логическими организациями страны. В частности, рекомендуются темы дискуссий: «Коматииты, их петрология, метаморфизм, рудоносность», «Использование новых видов бедных руд в народном хозяйстве».

Следует чаще помещать на страницах журнала научные статьи по проблемам управления и организации геологоразведочных работ, по методикам лабораторных исследований; по экологии и охране геологической среды и подземных вод; по геофизике, особенно по комплексному изучению разреза; по геодинамическим исследованиям, по прикладной геохимии и т. д.

Необходимо, чтобы журнал систематически публиковал проблемные статьи, отражающие перспективные направления в геологических науках, такие например, как освоение новых видов сырья, модельное направление в геологии, металлоносность докембрия и ряд других. В связи с этим высказывалось предложение создать в журнале рубрику «Новое в геологии».

Рекомендовано ввести в практику обзоры других журналов близкого профиля, чаще давать рецензии на монографии и печатать отклики на рецензии. Уменьшать число статей, посвященных узкой теме, интересных для небольшого круга специалистов.

Сократить, по возможности, время прохождения статей с момента их поступления в редакцию до публикации; не допускать длительных задержек в редакции.

Было также высказано предложение поднять активность членов редколлегии на местах, для чего рассмотреть вопрос создания нескольких корреспондентских пунктов журнала, которые могли бы заранее организовывать в оперативном порядке представление актуальных материалов по регионам.

Участники конференции рекомендовали сделать обложку журнала более яркой, иллюстративной.

В заключение редколлегии хочет поблагодарить всех товарищей из Министерства геологии СССР и других подведомственных организаций, принявших активное участие в подготовке и проведении конференции.

Редколлегия учтет, по возможности, в дальнейшей работе высказанные замечания и рекомендации, тем более, что некоторые из них будут реализованы при подготовке уже ближайших номеров журнала.

Одновременно редколлегии в очередной раз обращается к читателям с просьбой присылать свои предложения по улучшению работы журнала.

80-летие Тихона Николаевича Спизарского



Исполнилось 80 лет со дня рождения и 60 лет научной, производственной, педагогической и общественной деятельности крупного ученого в области тектоники и региональной геологии, старшего научного сотрудника ВСЕГЕИ, доктора геолого-минералогических наук Тихона Николаевича Спизарского.

Т. Н. Спизарский родился в с. Алексеевское Тульской области. Еще студентом Ленинградского университета он начинает работать в Северо-Западном геологоразведочном тресте. С 1933 по 1941 г. работает геологом и начальником экспедиции Всесоюзного арк-

тического института. Он был в числе первых исследователей геологии Земли Франца Иосифа, Новой Земли, о. Колгуева, сибирских районов Арктики; при его активном участии составлялись первые геологические карты СССР масштабов 1:5 000 000 (1937 г.) и 1:2 500 000 (1940 г.) по Советскому Северу.

В 1941—1942 г. командир батареи Т. Н. Спизарский участвовал в боях на Юго-Западном и Северо-Кавказском фронтах Великой Отечественной войны. Демобилизованный после тяжелого ранения, он в 1943 г. успешно защищает кандидатскую диссертацию и начинает работать во ВСЕГЕИ; в это же время он преподает в Ленинградском горном институте.

В последующие годы Т. Н. Спизарским проводились исследования в пределах Сибирской платформы. Его труды посвящены стратиграфии и палеогеографии, фациям и вулканизму, тектонике и полезным ископаемым этого региона. Он — главный редактор геологической (1:2 500 000) карты Сибирской платформы.

В 1956 г. Т. Н. Спизарский организует во ВСЕГЕИ отдел геотектоники и под его руководством составляются первая тектоническая карта СССР масштаба 1:2 500 000 (1964 г.) и 2-й том монографии «Геологическое строение СССР», посвященный тектонике (1968 г.). Развивая картографические и теоретические направления тектоники, Т. Н. Спизарский создает серию палеотектонических карт СССР, послуживших основой палеотектонических и металлогенических реконструкций, разрабатывает принципы и методы тектонического районирования и тектонической картографии.

Результаты фундаментальных исследований в области тектоники изложены им в монографии «Обзорные тектонические карты» (1973 г.) и во многих статьях. В 1974 г. под редакцией Т. Н. Спизарского была издана тектоническая карта Русской платформы масштаба 1:1 500 000.

Будучи председателем кембрийской комиссии Межведомственного стратиграфического комитета со времени его основания, Т. Н. Спизарский внес значительный вклад в подготовку региональных стратиграфических схем, в составление ярусной и зональной шкалы кембрия, в создание принципов расчленения докембрийских образований.

Большая работа проведена Т. Н. Спизарским по редактированию первого советского «Геологического словаря» в 2-х томах (1955, 1960 гг.). Вопросы геологической терминологии и классификации остаются до сих пор в поле его интересов.

Как исследователь Т. Н. Спизарского характеризуют высокая требовательность к точности наблюдений и выводов, широта мышления, исключительная работоспособность. Многоплановая его научно-организационная деятельность как члена Межведомственного стратиграфического комитета, Тектонического ко-

митета, специализированного совета по защите докторских диссертаций при ВСЕГЕИ и др.

Член КПСС с 1945 г., Т. Н. Спизарский всегда принимал и принимает активное участие в общественной жизни коллектива; неоднократно избирался в партком института.

Т. Н. Спизарский автор и редактор более 150 научных работ, в том числе монографий, геологических и тектонических карт разного масштаба.

Боевые заслуги и плодотворный труд Т. Н. Спизарского высоко оценены государством — он удостоен орденов Отечественной войны I степени, Красной Звезды, Трудового Красного Знамени, «Знак Почета», многих медалей.

Поздравляя Тихона Николаевича с юбилеем, желаем ему крепкого здоровья, новых творческих успехов,

Е. А. Козловский, Ф. К. Салманов, В. М. Волков, В. Ф. Рогов, А. И. Бабинов, Р. А. Сумбатов, М. Д. Пельменев, В. Ю. Зайченко, А. Н. Золотов, Ю. Б. Казмин, Н. Ф. Карпов, А. И. Кривцов, В. А. Максимов, В. А. Чернов, А. И. Жамойда, Р. И. Соколов, Г. Н. Шапошников



РЕЦЕНЗИИ

УДК 553.3.078 : 551.16(049.3)

В. М. ТЕРЕНТЬЕВ, В. И. БЕРГЕР,
В. Н. МОСКАЛЕВА (ВСЕГЕИ)

О «мантийной металлогении»

Книга А. Д. Щеглова и И. Н. Говорова «Нелинейная металлогения и глубины Земли»* была встречена геологической общественностью с большим интересом, но вызвала много разноречивых мнений. В ней по-новому рассматривается ряд важных актуальных вопросов, затрагивающих некоторые общие проблемы металлогении.

Появление книги обусловлено развитием современной геологии, стремлением установить функциональные связи между процессами, протекающими в земной коре и в мантии. Интерес советских исследователей к проблемам «мантийной» металлогении особенно возрос в последние 10—15 лет. В. И. Смирнов, В. А. Кузнецов, Н. П. Лавров, В. Л. Барсуков, Л. В. Дмитриев, А. И. Тугаринов, А. А. Оболенский проанализировали возможные мантийные источники рудного вещества применительно к разным видам полезных ископаемых и разным эпохам эволюции земной коры. Тектонические и геохимические условия

проникновения мантийного вещества в виде магматических выплавов и флюидных потоков специально рассматривались Д. С. Коржинским, Г. Н. Щербой, И. Д. Рябчиковым, А. А. Смысловым и др.

Как известно, вопросы связи магматизма и рудообразования привлекают внимание многих исследователей и решаются с разных позиций на основе различных гипотез и теоретических построений, в которых нередко присутствует элемент формализма. Мы считаем, что сейчас наиболее перспективно дальнейшее развитие в петрологии и металлогении формационного направления, позволяющего выделять рудогенерирующие и рудомещающие магматические формации и объединять их по признакам парагенетического родства (мантийные, мантийно-коровые и коровые парагенезисы) и последовательности образования во временные и латерально временные ряды. Изучение парагенезисов магматических формаций приводит к выводу о сложном взаимодействии синхронных мантийных и коровых процессов, что сказывается на геохимических особенностях как мафических, так и салических магматических образований, а также на составе и характере

* Щеглов А. Д., Говоров И. Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985. 325 с. Тираж 1100 экз.

связанного с ними оруденения. Одним из перспективных путей успешного решения вопросов состояния и эволюции вещества литосферы, очевидно, является комплексное изучение глубинных ксенолитов в салических изверженных породах и включений корового происхождения в мантийных (базит-ультрабазитовых) породах. Такие исследования широко проводятся сейчас по проекту «Ксенолит» Международной программы «Литосфера».

Таким образом, изучение закономерностей проявления мантийных рудных месторождений в различных структурах земной коры привело авторов рецензируемой книги к научному обоснованию одного из важнейших элементов металлогенического анализа.

Книга состоит из трех частей: первая и третья части посвящены основам и общим вопросам нелинейной металлогении, вторая содержит материалы (от космогенных до геохимических), помогающие обосновать исходную неоднородность состава мантии, рудно-геохимическую зональность глубоких слоев литосферы и обогащенность их рудными компонентами, в комплексе послужившими источниками мантийных месторождений в земной коре. Материалы эти пока немногочисленны, во многом гипотетичны, разнородны по содержанию и доказательности, но они намечают направления дальнейших исследований.

В книге выделены мантийные эндогенные месторождения, являющиеся прямыми производными мантийных очагов и не связанные с эволюцией вмещающих их структур. Вероятно, сама постановка вопроса во многом вызвана неудовлетворительным состоянием изучения связей конкретных типов оруденения с определенными магматическими или осадочными формациями. Такие связи носят, как правило, сложный опосредованный характер. В геологической литературе они нередко более декларируются, чем доказываются. В этом отношении характерны примеры стратиформных рудных месторождений в осадочных породах, упрощенный взгляд на которые как на продукты размыва и переотложения древних рудных концентраций, сейчас в большинстве случаев не находит подтверждения. Весьма сомнительными представляются также большинству исследователей прямые связи с гранитами кварцево-сульфидных месторождений олова, вольфрама, так называемых «полиформационных» месторождений и др. Это убедительно показано в разделах, посвященных характеристике хорошо изученных сложных по строению и эволюции оруденения рудных районов Дальнего Востока, Средней Азии, а также Рудных гор, Корнуолла.

С позиций нелинейной металлогении авторы разделяют рудные месторождения на два крупных класса: мантийных и коровых месторождений. Месторождения обоих классов размещаются в различных структурах земной коры, но мантийные месторождения, по заключению авторов, проявляются независимо от развития геосинклинально-складчатых областей и платформ и практически всегда наложены на эти структуры. Кроме того, авторы выделяют рудные месторождения, где мантийное оруденение не является наложенным, а непосредственно связано с процессами развития начальных стадий геосинклинальных зон (месторождения

платиноидов и хрома в альпинотипных ультрамафитах, колчеданные месторождения в раннегеосинклинальных базальтовых формациях и др.). Такие месторождения в книге названы «мантийно-коровыми», что нарушает, однако, основной принцип выделения упомянутых двух классов рудных месторождений, так как и в данном случае предполагается мантийный источник оруденения.

В классе мантийных месторождений различаются две группы: а) месторождения, непосредственно (генетически) связанные с генерирующими их магматическими формациями мантийного происхождения, т. е. формировавшиеся в интрузивных камерах ультрамафитовых и щелочных комплексов геосинклинального и рифтогенного режимов или приуроченные к ультраосновным (коматиты, пикриты) и основным (базальты, трахибазальты) вулканическим образованиям; б) месторождения, связанные с наложенными метасоматическими образованиями, приуроченными к зонам разломов и другим структурам, т. е. не имеющие прямой связи с определенными интрузивными или стратифицированными формациями. Только месторождения второй группы являются действительно наложенными на структуры земной коры и независимыми от их тектономагматического развития, хотя, как подчеркивают авторы, коровые образования существенно влияют на локализацию таких месторождений и их морфологию.

В связи с изложенным особенно важным представляется одно из главных положений книги — о параллельном (синхронном) проявлении в земной коре рудных образований, связанных с мантийными и коровыми процессами различных геосфер Земли. Подобным путем в пространстве и нередко во времени совмещаются разнотипные рудные месторождения, обусловленные, с одной стороны, эволюцией тектонических структур земной коры, а с другой — «чужеродными» мантийными «струями». Этот тезис, учитывающий дифференцированную активность геосфер подвижных поясов Земли, согласуется с наметившейся в последние годы тенденцией изучения сближенных во времени и пространстве магматических формаций (их парагенезов), что может способствовать выявлению характера взаимоотношений коровых и мантийных процессов и, соответственно, связанных с ними рудных месторождений.

Установлено, что мантийные магматические формации ранней стадии геосинклинального режима образуют парагенезы формаций, в которых отсутствуют или слабо развиты салические члены, продукты взаимодействия корового и мантийного материала. Следы активного расплавленного или флюидного мантийного воздействия на вещество коры устанавливаются главным образом в рядах позднегеосинклинальных (инверсионных) формаций, что проявляется в их геохимических особенностях и в характере связанного с ними преимущественно гидротермально-метасоматического и контактово-метаморфического оруденения Fe, Au, Cu, Pb, Zn и др. Это отмечают и авторы книги.

Более сложные мантийно-коровые соотношения устанавливаются для орогенных формаций, образованных продуктами корового маг-

матизма. В парагенезах орогенных формаций, от андезит-диоритовых до риолит-лейкогранитовых, фиксируется отчетливая связь процессов корового магматизма с мантийным. Это проявляется прежде всего в более «мафическом» характере геохимической и металлогенической специализации салических формаций (Mo, Pb, Zn, Cu, Au), что подчеркивалось и авторами книги. Указанные факты, на наш взгляд, имеют прямое отношение к тем доказательствам влияния глубинных мантийных частей литосферы на характер эндогенного оруденения, которые послужили авторам основанием для выделения «нелинейной металлогении» как самостоятельной ветви учения о рудных месторождениях.

Сложное взаимоотношение коровых и мантийных процессов наглядно показано авторами и при рассмотрении рудоносности осадочных отложений, в частности, органогенных карбонатных построек. Модель развития рифов около глубинных разломов, выводящих в сферу осадконакопления рудоносные растворы, увязывает в единую логичную систему казалось бы разнородные фактические данные. Она позволяет с новых позиций подходить к прогнозу и поискам крупных месторождений Pb, Zn, Sb, Hg в амагматичных карбонатных толщах.

Однако, отмечая позитивные стороны книги, нельзя не сказать о некоторых соображениях, несколько ограничивающих общую концепцию «нелинейной металлогении».

1. Нелинейная металлогения понимается авторами как зарождающееся новое направление металлогенических исследований, выявляющее закономерности размещения и формирования в структурах земной коры таких рудных месторождений, для которых не устанавливается прямой (линейной) зависимости от развития вмещающих их тектонических структур и предполагается их связь с мантийными зонами литосферы (с. 19). Подчеркивается, что эта зависимость имеет сложный характер, обусловленный, с одной стороны, развитием мантийных рудогенерирующих очагов, а с другой — наложением глубинных магматических и рудных образований на различные структуры земной коры вне причинной связи с этапами их развития. Это положение авторы дополняют противопоставлением «нелинейной» и «традиционной» металлогении, отмечая, что последняя занимается изучением закономерностей проявления только тех рудных месторождений, которые связаны с процессами осадконакопления, корового магматизма и метаморфизма.

Такое дополнение вызывает существенные возражения. Во-первых, «традиционная металлогения» никогда не ограничивала свою сферу только месторождениями, связанными с коровым магматизмом, и не исключала из рассмотрения такие месторождения мантийного генезиса, как медно-никелевые, никель-кобальтовые, платиновые, титан-железородные, алмазные и др. Следовательно, «нелинейную металлогению», в том содержании, которое ей придают авторы, неправомерно противопоставлять «традиционной», или общей металлогении, а нужно рассматривать ее как часть последней, более углубленно исследующую закономерности формирования и размещения мантийных рудных месторождений. Во-вторых, авторы

книги связывают эволюцию земной коры только с процессами осадконакопления, корового магматизма и метаморфизма. Но где же мантийный и мантийно-коровый магматизм, неразрывно связанный с тектоно-магматическим развитием геосинклинальных областей, платформ, рифтогенных систем, по характеру проявления которого, как известно, производится типизация главных геотектонических элементов и металлогенических провинций? Очевидно, острота проблемы мантийных месторождений, своевременно поставленной авторами, привела их к определенному утрированию исходных позиций, к отрыву направленного циклического тектоно-магматического развития главнейших структурных элементов земной коры от глубинных мантийных процессов, с которыми они неразрывно связаны и которыми, по существу, генерируются.

2. В предложенном авторами варианте нелинейная металлогения почти утратила историчность (координату времени). Мы имеем здесь в виду не конкретное датирование процессов образования месторождений, что требует самой детальной аргументации при выделении совмещенных месторождений, а оценку длительности разнородных геологических процессов. Авторы книги связывают воздействие мантии на кору с глубинными разломами, время жизни которых, как известно, соизмеримо с длительностью развития структурно-формационных зон, которые они ограничивают или пересекают. По глубинным разломам флюидопотоки поступают в верхнюю часть литосферы непрерывно или с перерывами. При этом мантийное рудное вещество не только образует концентрированные скопления, но также рассеивается в коровых формациях. Последние в этом случае выступают в качестве «промесуточных коллекторов» и источников рудного вещества в дальнейшем рудогенезе. При таком, очевидно распространенном, механизме прямая связь оруденения с мантией утрачивается; мантийный источник сохраняется лишь по изотопной памяти, в специфических фемических спектрах рудогенных компонентов, проявляющихся в «салических» месторождениях.

3. С позиций любой геотектонической гипотезы земная кора — не автономная геосфера, эволюция которой протекает изолированно от мантийных процессов. «Геосинклиналии», «авлакогены», «зоны раздвига», «рифты», «зоны Беньюфа» — термины, применяющиеся в книге, обозначают тектонические элементы, являющиеся отражением взаимодействия коры и мантии. Все эти структуры не только занимают особую геотектоническую позицию, но и слагаются определенными парагенезами геологических формаций. Таким образом, характер тектонических элементов и слагающих их формаций определяется сложным взаимодействием геосфер, в частности, внутри системы кора — мантия. Рудные месторождения, как компоненты именно этой системы, коррелируются с особенностями состава и строения геологических формаций, которые складываются в ходе эволюционного развития всей системы. Поэтому утверждение, что «структуры земной коры и образующие их осадочные, магматические, метаморфические и рудные формации служат для мантийных рудных месторождений только своеобразной «ареной» разви-

тия» (с. 22), может рассматриваться лишь как гиперболизация выражения основной идеи.

4. Правомочно ли считать такие элементы, как Ni, Co, Cr, Cu, Hg, Sb, F, специфическими индикаторами мантийного оруденения в земной коре, как это сделано в книге? Очевидно, здесь следует разграничивать рассмотрение первичных источников рудного вещества и процессов рудогенеза, приводящих к концентрации рудных компонентов в месторождениях, в том числе и поведение многих из названных элементов в типично коровых процессах. Известно, что концентрации Ni, Co, Cu в сульфидной форме в расслоенных интрузиях связаны со становлением ультрамафит-мафитовых комплексов мантийного происхождения, и в данном случае вопрос решается однозначно. Но в то же время концентрации Ni и Co в гидросиликатной и гидроокисной формах в корках выветривания на ультрамафитах обязаны коровым процессам, которым подвергаются эти первично мантийные магматические образования. Известны также послонные сингенетические накопления ратовкита (доломито-метаколлоидного флюорита) в осадочных породах, перераспределение ртути при диагенезе и метаморфизме осадков, а также различные виды осадочно-гидротермального рудообразования, в ходе которого концентрации некоторых из указанных элементов подчиняются законам осадочной дифференциации. Приведенные примеры свидетельствуют о том, что перечисленные элементы могут мигрировать и концентрироваться под действием коровых процессов и, следовательно, не служат однозначными индикаторами мантийного рудогенеза, хотя отдаленный во времени первичный источник их был связан с эволюцией вещества мантии. Наиболее надежным свидетелем подкорового источника рудного вещества является тип магматизма, с которым генетически связаны оруденение или же первичная рассеянная форма рудного компонента. Большое значение при этом наряду с мантийным ультрамафитовым и базальтовым магматизмом имеет мафическо-

салический магматизм, возникающий в коре в результате взаимодействия с нею мантийного расплава или флюида.

Настоящий очерк, не претендующий на роль исчерпывающей рецензии, представляет собой непосредственный отклик на книгу А. Д. Щеглова и И. Н. Говорова — геологов, принадлежащих к металлогенической школе ВСЕГЕИ и придающих большое значение формационному анализу геологических образований при металлогенических исследованиях. Мы коснулись только самых общих методологических аспектов, учет которых, как нам представляется, может способствовать дальнейшему исследованию вопроса нелинейной (мантийной) металлогении. Развитие основных проблем, поднятых в книге, должно быть направлено прежде всего на установление парагенетических и генетических связей оруденения с магматизмом, так как именно в характере магматизма и составе его продуктов более широко и более доступно для наблюдений проявляется влияние мантийных процессов. Выявлению таких связей будет способствовать применение нетрадиционных методов детальных минералогических и геохимических исследований магматических и метаморфических образований, что позволит более обоснованно устанавливать петрогенетические особенности мантийного и мантийно-корового магматизма и генетическую природу связанного с ним оруденения. Металлогенические исследования должны базироваться на широких тектоно-магматических построениях и на данных о вещественном составе вмещающих горных пород и руд, только в этом случае такие исследования будут достаточно эффективны.

В целом книга А. Д. Щеглова и И. Н. Говорова своевременно ставит важную проблему воздействия мантийных процессов на рудогенез и магматизм в земной коре, заставляет с новых позиций переосмыслить многие металлогенические материалы, позволяет усовершенствовать геологические методы прогноза и поисков эндогенных рудных месторождений.

ВНИМАНИЮ СПЕЦИАЛИСТОВ!

На книжной оптовой базе «Геолкнига» Мингео СССР имеются в наличии следующие книги издательства «Недра»:

- Алексеев М. Н., Чистяков А. А., Щербаков Ф. А. Четвертичная геология материковых окраин. 1986. 3 р.
- Алексеева Л. К. Корообразующие структуры и эндогенные геологические формации. 1986. 1 р. 70 к.
- Андреева В. Н. Основы экономических знаний. 1979. 40 к.
- Анпилов В. Е. Формирование и прогноз режима грунтовых вод на застраиваемых территориях. 1984. 60 к.
- Ассовская А. С. Гелий на Земле и во Вселенной. 1984. 30 к.
- Барabanов В. Ф. Геохимия: Учебник для вузов. 1985. 1 р. 30 к.
- Белоусов В. В. Основы структурной геологии. 1985. 2 р. 10 к.
- Бобровников Л. З. Радиотехника и электроника. Учебник для вузов. 1984. 1 р.
- Богачкий В. В. Механизм формирования структур рудных полей. 1986. 1 р.
- Бодылевский В. И. Малый атлас руководящих ископаемых. 1984. 1 р.
- Божко Н. А. Поздний докембрий Гондваны. 1984. 2 р. 70 к.

Бондаренко О. Б., Михайлова И. А. Краткий определитель ископаемых беспозвоночных. Изд. 2-е, перераб. и доп. 1984. 2 р. 20 к.

Бондаренко С. С., Куликов Г. В. Подземные промышленные воды. 1984. 1 р. 60 к.

Борисов А. А., Матанцев В. И., Овчаренко Б. П., Воскобоев Ф. Н. Управление горным давлением: Учебное пособие для техникумов. 1983. 35 к.

Букринский В. А. Геометрия недр: Учебник для вузов. 1985. 1 р. 50 к.

Булах А. Г., Кривовичев В. Г. Расчет минеральных равновесий. 1985. 60 к.

Бурмин Ю. А. Геология металлоносных кор выветривания. 1984. 1 р. 20 к.

Васютинский Н. А. Стехиометрия горных пород. 2 р. 30 к.

Вахромеев С. А., Семинский Ж. В. Металлогения Восточной Сибири. 1983. 1 р. 30 к.

Взрывные кольцевые структуры шитов и платформ/В. И. Ваганов, П. Ф. Иванкин, П. Н. Кропоткин и др. 1985. 2 р. 30 к.

Вовк И. Ф. Радиолиз подземных вод и его геохимическая роль. 1979. 2 р. 40 к.

Вольфсон Ф. И., Некрасов Е. М. Основы образования крупных месторождений. 1986. 75 к.

Вольфсон Ф. И., Яковлев П. Д. Структуры рудных полей и месторождений: Уч. пособие для вузов. 1985. 1 р. 10 к.

Выращивание кристаллов из растворов/Т. Г. Петров, Е. Б. Трейвус, Ю. О. Пунин, А. П. Касаткин. 1983. 95 к.

Гатинский Ю. Г. Латеральный структурно-формационный анализ. 1986. 80 к.

Геологические тела (терминологический справочник)/Под ред. Ю. А. Косыгина. 1986. 1 р. 70 к.

Геохронологическая таблица (на 2-х листах)/Под ред. В. Е. Хаина. 1984. 1 р. 22 к.

Герхард Дор. Введение в прикладную геофизику: Пер. с англ. 1984. 1 р. 50 к.

Гидравлика и гидропривод/В. Г. Гейер, В. С. Дулин, А. Г. Боруменский, А. Н. Заря: Учебник для вузов. 1981. 85 к.

Гидрогеологические условия Нечерноземной зоны РСФСР/Под ред. Г. В. Куликова. 1983. 1 р. 70 к.

Годовиков А. А. Химические основы систематики минералов. 1979. 3 р. 30 к.

Головинский В. И. Тектоника Тихого океана. 1985. 2 р. 20 к.

Гораи М. Эволюция расширяющейся Земли: Пер. с япон. 1984. 1 р. 10 к.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., Константинов Р. М. Магматические и рудные формации. 1986. 2 р. 70 к.

Горная энциклопедия, т. 2.— М.: Сов. энциклопедия, 1986. 14 р. 40 к. Остальные тома пятитомного издания «Горной энциклопедии» будут высылаться по мере выхода в свет.

Григорьев А. А., Кондратьев К. Я. Космическое землеведение.— М.: Наука, 1985. 55 к.

Григорьева Л. В. Докембрийская тектоно-магматическая активизация (геология и металлогения). 1986. 2 р. 80 к.

Деч В. Н., Кноринг Л. Д. Методы изучения периодических явлений в геологии. 1985. 1 р. 20 к.

Джеррард А. Дж. Почвы и формы рельефа. Комплексное геоморфолого-почвенное исследование: Пер. с англ. 1984. 2 р. 40 к.

Добрецов В. Б. Освоение минеральных ресурсов шельфа. 1980. 1 р. 30 к.

Долицкий А. В. Образование и перестройка тектонических структур. 1985. 2 р. 70 к.

Домарев В. С. Формации рудных месторождений в истории земной коры. 1984. 2 р.

Дорофеева Т. В. Тектоническая трещиноватость горных пород и условия формирования трещинных коллекторов нефти и газа. 1986. 2 р. 40 к.

Зверев В. П. Роль подземных вод в миграции химических элементов. 1982. 2 р.

Зигель Ф. Ю. Вам, земляне! 1983. 30 к.

Изотопная геология. Под ред. Э. Йегер, И. Хупцигер: Пер. с англ. 1984. 3 р. 80 к.

Историческая геология с основами палеонтологии/Е. В. Владимирская, А. Х. Кагарманов, Н. Я. Спасский и др.: Учебник для вузов. 1985. 1 р. 70 к.

Антышко В. Е. Гидрогеологические емкости горноскладчатых областей СССР. 1986. 60 к.

- Кириин Б. Ф., Ушаков К. З. Рудничная и промышленная аэрология: Учебник для вузов. 1983. 80 к.
- Козьяр В. Ф., Ручкин А. В., Яценко Г. Г. Геофизические исследования подсолевых отложений при аномальных пластовых давлениях. 1983. 75 к.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. Изд. 2-е, перераб. и доп. 1983. 4 р. 80 к.
- Классификация лунных магматических пород/О. А. Богатиков, В. И. Гоньшакова, Д. И. Фрих-Хар и др. 1985. 25 к.
- Кизевальтер Д. С., Рыжова А. А. Основы четвертичной геологии: Учебное пособие для вузов. 1985. 40 к.
- Корнеев Т. Я. Эволюция магматизма и оруденения во времени. 1986. 1 р. 40 к.
- Карогодин Ю. Н. Региональная стратиграфия (системный аспект) 1986. 2 р.
- Козеренко В. Н. Эндогенная металлогения. 1981. 3 р. 30 к.
- Карасик М. А., Кирикилица С. И., Герасимова Л. И. Атмогеохимические методы поисков рудных месторождений. 1986. 1 р. 20 к.
- Кожевников А. С. Антропоген гор и предгорий (генетический анализ). 1985. 2 р. 20 к.
- Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология: Учебник для вузов. 1984. 1 р. 50 к.
- Ломтадзе В. Д. Инженерная геология месторождений твердых полезных ископаемых. Учебник для вузов. 1986. 95 к.
- Мирлин Е. Г. Раздвижение литосферных плит и рифтогенез. 1985. 3 р. 10 к.
- Марин Ю. Б., Скублов Г. Т., Ваништейн Б. Г. Петрохимическая эволюция фанерозойских гранитоидных формаций. 1983. 1 р. 70 к.
- Мокиевский В. А. Морфология кристаллов: Методическое руководство. 1983. 1 р. 50 к.
- Мироненко В. А. Динамика подземных вод: Учебник для вузов. 1983. 1 р. 10 к.
- Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии: Пер. с англ./Под ред. Н. В. Шебалина. 1984. 3 р. 70 к.
- Милашев В. А. Трубки взрыва. 1984. 3 р. 10 к.
- Методы охраны подземных вод от загрязнения и истощения/Под ред. И. К. Гавича. 1985. 1 р. 50 к.
- Минералогическая энциклопедия: Пер. с англ./Под ред. К. Фрей. 1985. 5 р. 60 к.
- Морозов А. И. Научная организация и нормирование труда на горных предприятиях: Учебное пособие для вузов. 1984. 1 р. 20 к.
- Миловский А. В. Минералогия и петрография. Изд. 5-е, перераб. и доп. Учебник для техникумов. 1985. 1 р. 20 к.
- Минералогический справочник технолога-обогапителя/Б. Ф. Куликов, В. В. Зуев, И. А. Вайншенкер, Г. А. Митенков. 1985. 1 р. 30 к.
- Моисеев У. И., Смыслов А. А. Температура земных недр. 1986. 2 р.
- Невский В. А., Фролов А. А. Структуры рудных месторождений кольцевого типа. 1985. 1 р. 20 к.
- Нейман В. Б. Теория и методика палеотектонического анализа. Изд. 3-е, перераб. и доп. 1984. 30 к.
- Неметаллические полезные ископаемые СССР. Справочное пособие/Под ред. В. П. Петрова. 1984. 2 р. 20 к.
- Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры/В. В. Белоусов, В. Н. Шолпо, Г. И. Рейснер и др. 1986. 2 р. 90 к.
- Овчинников И. К. Теория поля: Учебник для вузов. 1979 г. 1 р. 10 к.
- Оллиер К. Тектоника и рельеф: Пер. с англ. 1984. 5 р.
- Орленок В. В. Физика и динамика внешних геосфер. 1985. 2 р.

Заявки на литературу направлять по адресу: 107120 Москва, Нижне-Сыромятническая ул., 3/2 «Геолкнига»

Contents

DECISIONS OF THE XXVII-TH CONGRESS OF THE CPSU SHOULD BE BROUGHT INTO LIFE	
To accelerate and extend the reconstruction, improve the work with personnel	3
METHODOLOGY, ECONOMICS, MANAGEMENT	
Dobryanskiy A. M., Dobryanskiy L. A., Olkhovskiy N. Ya.	
Experience of constructing sections of ore-bearing strata in the Nikitovskoe deposit	7
Raaben V. F., Bulatov N. N.	
Relationship of some evidence of oil and gas presence and hydrocarbon resources in basins	13
ENERGY RESOURCES	
Ivanishin V. A., Kurilyuk L. V.	
Regional geological studies in the Dneprovsko-Donetskaya Depression	16
Timurziev A. I.	
Time of the accumulation of oil and gas pools in the Mangyshlak Peninsula	22
METALS AND NON-METALS	
Bgatov V. I., Kraevskiy B. G., Matukhin R. G., Matukhina V. G., Rusanov D. K., Sukhoverkhova M. V.	
Exploration of the phosphate resources for the agricultural-and-industrial complex of Siberia	30
Kucherevskiy P. G., Minkin K. M.	
Geological features of gold-sulphide deposits in the slate formations	36
Shpikerman V. I.	
Preorogene deposits in mesozoids occurring in the North-East of the USSR	43
STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY	
Spizharshkiy T. N.	
Geologic time and stratigraphic classification	45
Bugrova E. M.	
Paleogene stratigraphy of the Mary region in Turkmenia	53
REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS	
Bekker Yu. P.	
Geological map of the basement, Prevedian mantle and folded margins of the Russian Platform	63
MARINE GEOLOGY	
Andreev S. I., Kulikov A. N., Anikeva L. I.	
Sedimentation velocities in the Pacific	
regions in which nodules are being formed	71
MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY	
Shuleshko I. K., Kozhevnikov V. N., Chukhonin A. P.	
Early metamorphism in the eastern part of the Baltic Shield according to geological and isotope data	78
Kiseleva O. V.	
Differentiation of the salt-marl sequence in the Verkhnekamskoe deposit within hypergene zones	87
GEOCHEMISTRY	
Brezhnev V. D., Burkov Yu. K.	
Stratigraphy and geochemistry of Cambrian sediments building up the Turkestan Ridge	91
GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE	
Narseev V. A., Revyakin P. S., Arifulov Ch. Kh.	
Zonation of pyrite electrical properties of gold deposits in carbonaceous-terrigenous strata	103
HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY	
Dalyan I. B.	
Groundwater in subsalt oil and gas complexes beneath the eastern margin of the Caspian Depression	109
DISCUSSIONS	
Sudo M. M.	
On the discrepancy of term „economics of mineral raw materials and geological exploration“ with term „economics of geological industry“	113
NEWS IN BRIEF. INFORMATION	
Vorobev V. I., Migachev I. F.	
Scientific basis of local prediction of mineral deposits: state and development objectives	117
Ovchinnikov L. N., Chernyshev N. M.	
Formation analysis as a basis of large-scale prediction and prospecting of non-ferrous, rare and precious metals deposits	119
Meeting with readers	121
80-th anniversary of Tikhon Nikolaevich Spizharskiy	122
BOOK REVIEWS	
Terentev V. M., Berger V. I., Moskalova V. N.	
On „the mantle metallogeny“	123

М 23-4

1 р. 60 к.

Индекс 70824

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1987, № 8, 1-128